

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

DESCRIPTION MÉTALLOGÉNIQUE, MÉTAMORPHIQUE ET MORPHOLOGIQUE  
DU GÎTE MAGMATIQUE DE NICKEL, CUIVRE, COBALT, PLATINE ET  
PALLADIUM NISK-1, SITUÉ DANS LA BANDE DU LAC DES MONTAGNES,  
DE LA CEINTURE DE NEMISCAU SUR LE TERRITOIRE DE LA BAIE JAMES

MÉMOIRE

PRÉSENTÉ

COMME EXIGENCE PARTIELLE  
DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE LA TERRE

PAR

MATTHIEU VALLÉE

MAI 2012

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL  
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.01-2006). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

## REMERCIEMENTS

Nous tenons à remercier tout d'abord Golden Goose Resources Inc., pour leur soutien financier et matériel pour cette maîtrise, plus particulièrement l'accès au terrain, aux carottes de forage et aux données déjà recueillies.

Nous remercions également Exploration Nemaska, nouveau propriétaire du gîte, pour leur accord à la poursuite de cette maîtrise.

Finalement, nous remercions MM. Michel Gauthier et Normand Goulet, pour leur soutien financier et académique à cette maîtrise.





## TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES.....	vii
LISTE DES TABLEAUX.....	xiii
LISTE DES ABRÉVIATIONS, SIGLES ET ACRONYMES .....	xv
RÉSUMÉ .....	xvii
INTRODUCTION .....	1
CHAPITRE I	
DOCUMENTATION ET CONSIDÉRATIONS THÉORIQUES .....	3
1.1 Géologie régionale .....	3
1.1.1 Tectonique.....	6
1.2 Gîtes magmatiques de nickel .....	7
1.2.1 Classification des gisements.....	7
1.2.2 Facteurs de formation des sulfures .....	9
1.2.3 Paragenèse et textures magmatiques et métamorphiques.....	11
1.3 Komatiites et roches ultramafiques intrusives .....	13
1.3.1 Types de komatiite et évolution .....	15
1.3.2 Géochimie .....	17
1.3.3 Région du lac Guyer.....	19
1.3.4 Environnements géodynamiques.....	20
1.3.5 Métamorphisme des silicates.....	23
1.4 Données des campagnes de forage.....	24

CHAPITRE II	
MÉTHODOLOGIE .....	29
2.1 Visite de terrain .....	29
2.2 Études de lames minces polies .....	29
2.3 Modélisation des données de forage.....	32
2.4 Statistiques.....	32
2.5 Microscope électronique à balayage .....	33
2.6 Analyses de roche totale.....	33
CHAPITRE III	
GÉOLOGIE DU GÎTE NISK-1 .....	35
3.1 Introduction .....	35
3.2 Description des lithologies .....	35
3.3 Étude des lames minces des roches silicatées .....	39
3.3.1 Roches silicatées.....	39
3.3.2 Roches avec présence de sulfures.....	48
3.3.3 Texture des sulfures visibles dans les carottes de forage.....	57
3.4 Analyses au microscope électronique à balayage (MEB) .....	60
3.5 Analyses statistiques.....	65
3.5.1 Relations entre les métaux .....	65
3.5.2 Relations est-ouest.....	68
3.6 Modèle tridimensionnel du gîte.....	70
3.7 Discussion .....	75
3.8.1 Géologie générale.....	75
3.8.2 Métamorphisme et hydrothermalisme .....	77
3.8.3 Relations entre les métaux : statistiques et spatiales.....	78

3.8.4	Forme du gîte et déformation .....	79
3.7	Conclusion .....	80
CHAPITRE IV		
	VALLÉRIITE DE NISK-1 ET IMPLICATIONS .....	83
4.1	Introduction.....	83
4.2	Documentation sur la formation de la vallériite.....	83
4.3	Disposition de la vallériite .....	85
4.4	Analyses au MEB.....	88
4.5	Discussion .....	93
4.6	Conclusion .....	95
CHAPITRE V		
	GENÈSE DU GÎTE ET EXPLORATION.....	97
5.1	Introduction.....	97
5.2	Visite de terrain.....	97
5.3	Analyses de roche totale des roches ultramafiques .....	100
5.4	Discussion .....	107
5.5	Conclusion .....	109
	CONCLUSION.....	111
ANNEXE A		
	PHOTOS DES ÉCHANTILLONS DE CAROTTES POUR LAMES MINCES ....	115
ANNEXE B		
	SECTIONS DE FORAGES .....	119
	GLOSSAIRE.....	141
	RÉFÉRENCES.....	143



## LISTE DES FIGURES

Figure	Page
1.1 Position de Nisk-1, appelé « Levack », (bulle avec astérisque). L'indice 3, au nord-est de Levack, correspond à l'anomalie « C », et est à la position du trou de forage TF-01-07. Les coordonnées de Lac Guyer proviennent de Stamatelopoulou-Seymour et al. (1983) Les autres bulles sont des indices de Ni-Cu identifiés dans les cartes du Ministère des Ressources naturelles et de la Faune. (MRNF, 2010).....	4
1.2 Localisation de Nisk-1, l'anomalie « C » (ici appelé indice 3) et le contact sud, avec les géologies de Valiquette (1975). Le long tracé noir correspond à la Route du Nord. La Bande du lac des Montagnes est en kaki, le Terrain du lac Champion en rose et l'Opatica en violet. L'anomalie « C » et le contact sud sont dans les minces bandes vertes près des bords de la Bande du lac des Montagnes qui sont identifiées comme des basaltes avec des roches ultramafiques (en mauve). .....	5
1.3 Séquence paragenétique primaire des gisements de Sudbury. MSS est le « monosulphide solid solution », la solution solide monosulfure; ISS est le « intermediate solid solution », la solution solide intermédiaire. Traduit de Craig et Vaughan (1981). .....	11
1.4 Diagramme pression-température avec les assemblages typiques de la péridotite du manteau. Le chemin A correspond aux komatiites de Barberton, B aux komatiites de Munro et au géotherme à 2,7 Ga, C au géotherme moderne. Traduit de Naldrett (2010) .....	15
1.5 Étapes de formation des deux types principaux de komatiites. Traduit de Arndt et al. (2008). .....	16
1.6 Courbes des terres rares (A et B) et multiéléments (C et D), montrant les courbes médianes, 10 <sup>e</sup> et 90 <sup>e</sup> percentiles. Traduit de Barnes (2006b). .....	19

Figure	Page
1.7 Séquence du groupe couverture de l'Esclave central. Notez la position des filons-couches komatiitiques entre les conglomérats et le quartzite à fuchsite. Traduit de Bleeker (2003). .....	22
1.8 Modèle de localisation des gisements aux bordures de cratons et dans des bassins d'arrière arc. 1) Plume frappe le manteau sous-continental et dévie vers les zones plus minces. 2) Fusion par décompression. 3) Le magma atteint la croûte par des failles. 4) Interactions avec les roches de la croûte et formation de gisements. Traduit de Begg <i>et al.</i> (2010). .....	22
1.9 Forages et sections de forage du gîte Nisk-01, selon les données de Golden Goose, avec la section 0+000 en rouge. Les lithologies proviennent de Valiquette (1975).....	25
3.1 Lame N1A-02. Le gneiss quartzofeldspathique se trouve au sommet de la photo. Remarquez les deux morceaux boudinés plus pâles dans le paragneiss et la diminution de la granulométrie du paragneiss vers le haut. ....	40
3.2 Lame N1A-20, objectif 5x, lumière réfléchie. La trémolite (haut relief) croît dans les veines de chlorite (relief bas) en coupant la pyrrhotite (blanche). .....	42
3.3 Lame N1A-12, objectif 5x, lumière transmise. Serpentine en pseudomorphe d'olivine, dans une matrice de chlorite et trémolite. Notez les grains arrondis de magnétite. ....	44
3.4 Lame N1A-15, objectif 5x, lumière transmise polarisée. Croissance des cristaux de trémolite (moitié inférieur gauche) à partir d'un phénocrystal de diopside. ....	45
3.5 Lame N1A-04, objectif 5x, lumière polarisée. Zonation près de la bande de l'inclusion. De droite à gauche : trémolite ou clinopyroxène de l'inclusion, chlorite dans la péridotite et épidote dans la péridotite. ....	47
3.6 Lame N1A-01, objectif 5x, lumière transmise polarisée. Contact entre la PSG (au-dessus et à gauche) et la zone de sulfures. Remarquez la serpentine (en blanc-gris) au contact et l'orientation des porphyroblastes de trémolite (multicolores) dans le sens du contact. ....	49
3.7 Lame 20, objectif 5x, lumière réfléchie. Figure en « S » formée de serpentine (gris foncé) et de vallériite (gris-jaunâtre) dans la pyrrhotite (rose), près de deux grains de pentlandite (blanc-rose). ....	50

Figure		Page
3.8	Lame 20, panorama d'images faites avec l'objectif 5x, lumière réfléchie. Concentration de cristaux de pentlandite (blanc) et de magnétite déformés (gris) près du contact avec la serpentine (gris foncé, coin inférieur gauche). Notez également la forme de cumulat des grains de serpentine et de magnétite au-dessus de cette bande. ....	51
3.9	Lame 21, objectif 5x, lumière réfléchie. Grain arrondi de magnétite (gris) entraînant la serpentine (gris foncé) dans sa rotation. ....	52
3.10	Lame 21, panorama avec l'objectif 5x, lumière réfléchie. Concentration de pentlandite (blanc) autour d'une mince veinule de magnétite (gris) et serpentine (gris foncé), sub-perpendiculaire à la direction de la déformation. Notez le grain de chalcopryrite (jaune) qui semble déplacer la veine. ....	53
3.11	Lame N1A-06, panorama avec l'objectif 5x, lumière réfléchie. Fait toute la largeur de la lame. Bande riche en pentlandite (blanche) au contact avec la zone de sulfures semi-massifs (en bas) et les sulfures massifs (au sommet). Cette bande est marquée par l'allongement et les déformations subis par la serpentine (gris foncé) et la magnétite (gris-bleuté). ....	55
3.12	Lame N1A-06, objectif 5x, lumière réfléchie. La serpentine (gris) et la vallériite (jaune-gris) prennent des formes arrondies. La magnétite (rose) forme une couche autour de la serpentine. L'intérieur de la matrice se compose de pyrrhotite (blanche). ....	56
3.13	Exemples de textures et de structures visibles dans les sulfures. A) Ségrégation de la chalcopryrite dans les silicates à la bordure d'une zone de sulfure et une bande de cristaux de pentlandite parallèle à bordure. B) Bande de cristaux de pentlandite. C) Croissance de cristaux allongés d'olivine (par la suite serpentinisée) dans les sulfures (ici, de la chalcopryrite). D) Claste de péridotite serpentinisée noire dans les sulfures massifs. ....	58
3.14	Bandes de pentlandite dans les sulfures massifs. Les traits noirs indiquent les limites de la bande dans les lames 20 et N1A-06, alors que le trait noir dans la lame 21 correspond à la veinule de magnétite et de serpentine autour de laquelle la pentlandite se concentre. Notez que la bande dans la lame 20 passe près de serpentine en pseudomorphe d'olivine (vert pâle, coin inférieur) et la position près de la zone de sulfures semi-massifs dans la lame N1A-06, zone qui a conservé la texture originale de cumulat. ....	59



Figure		Page
3.15	Lame N1A-06 au MEB. Cristal automorphe de cobaltite (blanc) dans la pentlandite (gris pâle) avec des fragments allongés de serpentine (noir) et de vallériite (gris foncé, dans la serpentine). Le cristal se situe dans la bande de pentlandite concentrée au contact avec la zone de sulfures semi-massifs, vue dans les figures 3.12 et 3.16.....	61
3.16	Site « A » au MEB. Les cristaux de minéraux de palladium (1 et 2) sont clairs, la pentlandite (3) est en gris légèrement plus clair que le reste des sulfures (pyrrhotite) et contient de très petits grains de minéraux de palladium (points blancs). La serpentine est en noir.....	63
3.17	Site « B » au MEB. Les deux cristaux de minéraux de palladium (blanc) sont associées à une pentlandite (gris clair, sélectionné par un carré blanc) et de la serpentine (noir) dans de la pyrrhotite (gris plus foncé).....	64
3.18	Site « C » au MEB. Flammes de minéraux de palladium dans la serpentine (gris foncé) au contact avec des grains de magnétite (gris). ....	65
3.19	Diagramme en boîtes des métaux par intervalles de concentration de nickel, avec séparation du gîte en deux blocs : est et ouest. ....	69
3.20	Lithologies au niveau 150m (150m verticaux sous la surface).....	70
3.21	Lithologies au niveau 200m (100m verticaux sous la surface).....	71
3.22	Lithologies au niveau 250m (50m verticaux sous la surface).....	71
3.23	Concentrations de nickel (vert à 0,4%, jaune à 0,8% et rouge à 1,2%). ....	72
3.24	Concentrations de cuivre (vert à 0,4%, jaune à 0,8% et rouge à 1,2%). ....	73
3.25	Concentrations de platine (vert à 0,4 g/t, jaune à 0,8 g/t et rouge à 1,2 g/t). ....	73
3.26	Concentrations de palladium (vert à 0,4 g/t, jaune à 0,8 g/t et rouge à 1,2 g/t).....	74
3.27	Concentration de palladium à 1 g/t (vert), de cuivre à 1% (jaune) et de platine à 1 g/t (rouge).....	74
4.1	Altération de la magnétite en vallériite dans la lame 20. La serpentine est en noir, la pyrrhotite en beige, la magnétite en gris, la vallériite de couleur jaune-brun et de petits grains de chalcoppyrite oxydés. Objectif 10x, lumière réfléchie. ....	86



Figure		Page
4.2	Lame 21. Vallériite (couleur brune) dans le cœur d'un grain de magnétite (gris) en forme de cumulat, dans la portion supérieure droite. La vallériite est également présente en bordure d'autres grains de magnétite. On note la quantité de chalcopryrite (jaune), même à l'intérieur de la magnétite. Objectif 5x, lumière réfléchie. ....	87
4.3	Lame N1A-06. La vallériite (couleur jaune-gris bleuté sale) et la serpentine (gris) forment des grains arrondis (texture de cumulat). La matrice est zonée, avec de la magnétite (rose) au contact avec la serpentine et de la pyrrhotite (blanche) au centre de la matrice. Objectif 5x, lumière réfléchie. ....	88
4.4	Vallériite (brun) en petits grains dans la magnétite (grise). La serpentine (grise foncée) forme des bandes allongées dans la magnétite. La magnétite est entourée de pyrrhotite (rose) dans laquelle on trouve des grains de chalcopryrite (jaune) et de pentlandite (blanche). Objectif 10x, lumière réfléchie, lame 21. ....	90
4.5	Image par électrons rétrodiffusés de la section testée au MEB. ....	91
4.6	Carte des éléments contenus dans les minéraux. 500 um de largeur. ....	92
5.1	Vue des marécages recouvrant les roches ultramafiques à partir de l'affleurement de PSG, du sud vers le nord-ouest. Près du centre, le ruisseau se dirige vers le lac qui se situe au-dessus de la zone de sulfures dans la figure 5.2.....	98
5.2	Niveau 200m projeté sur une photo aérienne. Notez la présence d'un lac et de marécages au-dessus des roches ultramafiques. Les traits noirs sont les trous de forage. ....	99
5.3	Géologie de Valiquette (1975) sur une photo aérienne au contact sud, le carré blanc correspondant au poste Albanel d'Hydro-Québec. Dans le coin inférieur gauche de la photo aérienne, notez les lacs près du contact avec la bande de basalte : ils indiquent le relief bas qui suit le contact entre la BLM et l'Opatika. ....	100
5.4	Diagrammes multiéléments, normalisés aux chondrites avec les valeurs de McDonough et Sun (1995), d'après le patron utilisé dans Barnes (2006b), pour comparer avec la figure 1.6. ....	105
5.5	Triangle de CaO – MgO – SiO <sub>2</sub> , montrant les échantillons analysés (points noirs) et les minéraux primaires et métamorphiques des roches ultramafiques (carrés rouges). ....	106



## LISTE DES TABLEAUX

Tableau	Page
1.1 Liste des gîtes magmatiques de nickel-cuivre, traduite et adaptée de Naldrett (2010) .....	7-8
1.2 Valeurs permettant de différencier les deux types de komatiite. D'après Arndt et al. (2008) et Naldrett (2010).....	17
1.3 Distribution de la contamination des komatiites selon le substrat et la forme de la coulée. Traduit de Barnes (2006a).....	18
1.4 Valeurs géochimiques importantes des komatiites de Lac Guyer, prises et calculées à partir de Stamatelopoulou-Seymour et Francis (1988). .....	20
1.5 Relations entre les lithologies de Valiquette (1975), Trudel (2008) et les lithologies dans les forages. Les lithologies de Trudel sont données dans l'ordre rencontré dans les forages : les plus vieilles (TLC) sont au-dessus et au nord, les plus jeunes (SSP) sont en-dessous et au sud.....	26
2.1 Liste des lames minces polies étudiées dans le mémoire, ainsi que la raison de leur choix.....	30-32
3.1 Liste des lithologies, de leur description et leurs lames minces. ....	36-39
3.2 Composition (analyse qualitative) de la pentlandite.....	60
3.3 Composition (analyse qualitative) des minéraux de palladium. ....	62
3.4 Facteur de corrélation R <sup>2</sup> , obtenu par le calcul du coefficient de corrélation linéaire dans Microsoft Excel.....	66
3.5 Formules et facteurs de corrélation entre les métaux, calculés par régression linéaire. Le métal « x » est sur les rangées.....	67
4.1 Mesures qualitatives obtenues au MEB pour la vallériite dans deux lames minces. ....	89
5.1 Résultats des analyses de roche totale faites par ALS Chemex.....	101-103

Tableau	Page
5.2 Valeurs pour comparaison avec les modèles théoriques des komatiites de type Munro et Barberton (Arndt et al., 2008 ; Naldrett, 2010) et avec les komatiites de Lac Guyer (Stamatelopoulou-Seymour et Francis, 1988). .....	104
5.3 Ratios molaires pour les minéraux principaux des roches ultramafiques et des échantillons. ....	105

## LISTE DES ABRÉVIATIONS, SIGLES ET ACRONYMES

BLM	Bande du lac des Montagnes
Cpx	Clinopyroxène
Gt	Grenat
ISS	« Intermediate solid solution ». Solution solide intermédiaire.
MSH	MgO – SiO <sub>2</sub> – H <sub>2</sub> O
MSS	« Monosulphide solid solution ». Solution solide monosulfure
Ol	Olivine
Opx	Orthopyroxène
Px	Pyroxène
PSG	Péridotite serpentinisée grise
PSN	Péridotite serpentinisée noire
Serp.	Serpentine
SIP	Séquence inférieure de paragneiss
SSP	Séquence supérieure de paragneiss
TLC	Terrain du Lac Champion



## RÉSUMÉ

Ce mémoire de maîtrise consiste en une étude sur le gîte magmatique de nickel-cuivre-cobalt-platine-palladium Nisk-1, anciennement Lac Levac, qui était la propriété de Golden Goose Resources Inc. lors du début de cette maîtrise et appartient maintenant à Nemaska Exploration. Le gîte se situe dans la Bande du lac des Montagnes à la Baie James, une bande d'origine volcano-sédimentaire qui fait un lien entre la Ceinture de Nemiscau et la Sous-Province de l'Opinaca. Le gîte se compose de sulfures massifs à disséminés qui se situent près de, ou au contact entre, deux roches ultramafiques différentes. Les sulfures sont associés au sommet actuel de la péridotite serpentinisée noire, qui se trouve en profondeur dans les forages.

Nous avons pour hypothèse de départ que ces deux unités ultramafiques constituaient deux coulées séparées et que le sommet originel est renversé, ce qui placerait les sulfures à la base originelle de la péridotite serpentinisée noire. Pour la provenance des sulfures, nous avons posé comme hypothèse qu'ils provenaient de la saturation en soufre de la péridotite serpentinisée noire par l'assimilation des roches sédimentaires dans lesquelles elle s'est mise en place. Nous avons effectué des analyses de lames minces polies, au microscope optique et au MEB, des analyses statistiques, des modèles tridimensionnels des lithologies et des métaux et des analyses « roche totale » des roches ultramafiques.

Les roches ultramafiques de Nisk-1 montrent une contamination par les roches de la croûte, et la péridotite serpentinisée noire montre une perte de nickel, ce qui constitue un indice d'association avec des sulfures. La polarité est inversée, et les roches ultramafiques représentent probablement des coulées ou intrusions provenant de la fusion fractionnée d'une plume mantellique. Les contrôles structuraux de mise en place des sulfures ne sont pas apparents, mais il y a des indications de mouvement dans ces sulfures.

**Mots-clés :** gîte de nickel, komatiite, Bande du lac des Montagnes, Nisk-1, Baie James.





## INTRODUCTION

Ce mémoire de maîtrise porte sur le gîte Nisk-1, anciennement Lac Levac. Au début de nos travaux, le gîte était la propriété de Golden Goose Resources Inc., mais il a depuis été vendu à Nemaska Exploration. Il s'agit d'un gisement de nickel, cuivre, cobalt, palladium et platine, d'origine ignée, et est situé dans la Bande du lac des Montagnes, sur le territoire de la Baie James. La géologie régionale consiste en une mince bande volcano-sédimentaire, qui comporte plusieurs intrusions ultramafiques, située entre deux terrains plutoniques: le Terrain du lac Champion et le Domaine Opatika nord-est (Hocq, 1994).

Identifié et foré pour la première fois lors des années 60, ce site a depuis fait l'objet de 3 campagnes de forage: en 1988, en hiver 2007 et en automne-hiver 2007-2008. Il est à présent défini par forages sur une longueur de 900 mètres, et jusqu'à une profondeur maximale de 330 mètres. Il reste ouvert sur trois côtés (est, ouest et en profondeur) (Trudel, 2008).

La zone minéralisée est formée de sulfures disséminés à massifs et se retrouve près du contact entre deux roches ultramafiques: une péridotite serpentinisée grise et une péridotite serpentinisée noire. La zone est normalement dans la péridotite noire, bien qu'il y ait des exceptions. Les sulfures sont principalement de la pyrrhotite avec des grains de pentlandite (Trudel, 2008).

Le problème posé dans ce mémoire est de savoir quel est la genèse de ce gîte, dans l'optique d'obtenir une meilleure compréhension du gîte lui-même et de la géologie où il s'est formé, soit la Bande du lac des Montagnes, afin de faciliter l'exploration minière dans cette région. Dans un premier lieu, nous devons définir le gîte lui-même et, par la suite, tenter d'en définir sa genèse, pour arriver avec un modèle sur sa formation.

Nous avons commencé par une visite de terrain, afin de récolter des échantillons et des mesures de déformation, et pour avoir un aperçu général du gîte en surface. Avec les échantillons, nous avons produit des lames minces polies pour la microscopie en lumière réfléchie, en lumière transmise et au microscope électronique à balayage. Ceci nous a permis d'identifier les minéraux, roches, textures et structures des lithologies présentes. Les données de forage ont permis une analyse statistique de la répartition des métaux, ainsi que la construction de modèles tridimensionnels pour visualiser les déformations au niveau du gîte. Finalement, une analyse en roche totale a permis d'identifier la source du magma et du soufre.

Dans le premier chapitre, nous allons résumer notre revue de la documentation existante, soit les informations géologiques régionales et de Nisk-1, ainsi que la théorie sur les gîtes magmatiques de nickel-cuivre-platinoïdes et les komatiites. Dans le second chapitre, nous expliquerons notre méthodologie. Le troisième chapitre portera sur les caractéristiques du gîte : les lithologies rencontrées en forage, les sulfures et leurs textures, la nature du contact entre les unités ultramafiques, les relations entre les métaux d'intérêt économique dans les sulfures et la déformation subie par le gîte. Le quatrième chapitre portera sur la vallériite de Nisk-1, un hydroxysulfure de cuivre, fer, magnésium et aluminium dont la nature est très variable, et sur les implications pour le gîte. Finalement, le cinquième chapitre portera sur la genèse du gîte : la source du magma, la provenance des sulfures et les implications pour l'exploration minière de la Bande du lac des Montagnes.

Veuillez noter cette convention : « supérieur » et « inférieur » réfère à la position originelle des lithologies. Par exemple, la séquence supérieure de paragneiss est aujourd'hui sous les autres lithologies, mais elle est plus jeune que la séquence inférieure de paragneiss.

## CHAPITRE I

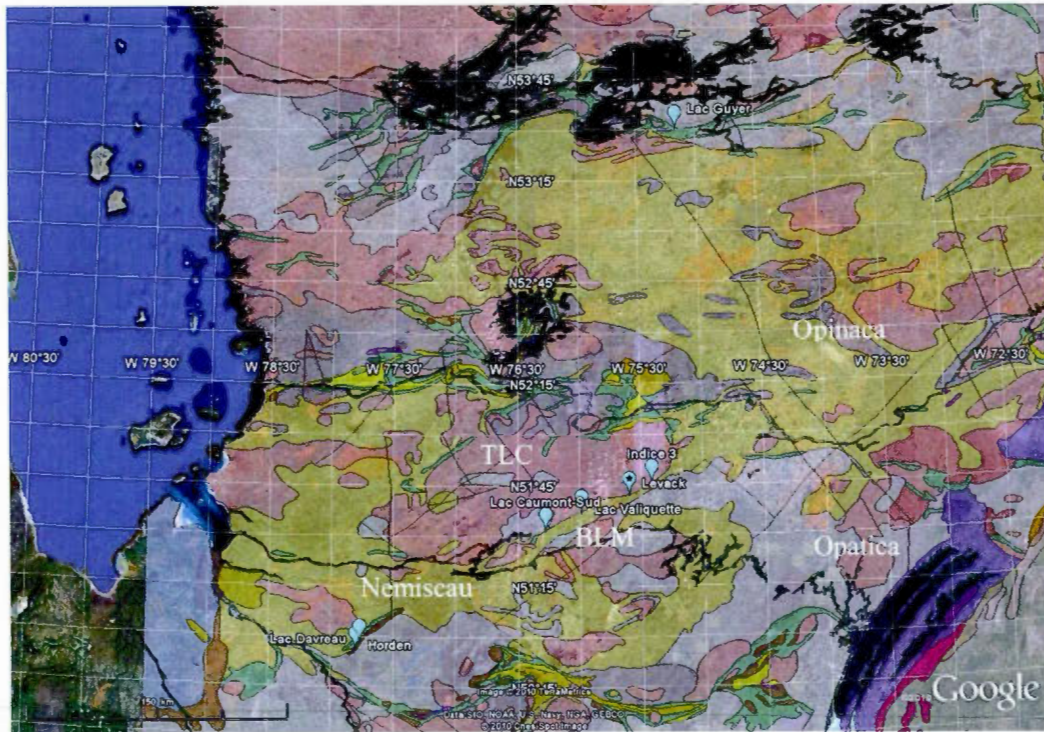
### DOCUMENTATION ET CONSIDÉRATIONS THÉORIQUES

#### 1.1 Géologie régionale

Le gîte Nisk-1 se situe dans la Bande du lac des Montagnes, près du contact avec le Terrain du Lac Champion. La Bande du lac des Montagnes est formée de paragneiss et de bandes d'amphibolites d'origines diverses (basaltes et roches ultramafiques), alors que le Terrain du lac Champion se compose de « plutons monzonitiques à granodioritiques à biotite-hornblende qui renferment des lambeaux de paragneiss et d'amphibolites; ces plutons sont recoupés par des leucogranites blancs à biotite. » (Hocq, 1994) Dans une perspective plus large, la Bande du lac des Montagnes forme un lien entre deux sous-provinces métasédimentaires, soit les sous-provinces de Nemiscau et d'Opinaca. La localisation du gîte, ainsi que celles d'autres indices sont présentées à la figure 1.1.

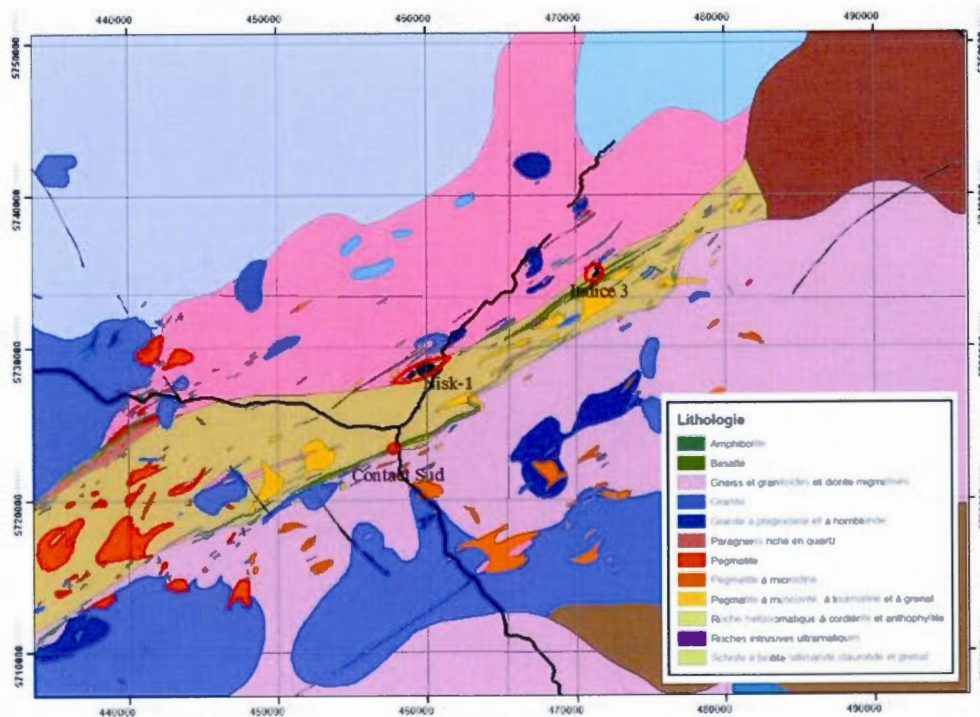
Une description plus approfondie des lithologies de la Bande du lac des Montagnes a été effectuée par Valiquette (1975) et est visible sur la figure 1.2 avec la localisation du gîte et d'autres points importants. Selon l'auteur, la géologie de la Bande consiste en des paragneiss à biotite et des amphibolites d'origine volcanique, ayant subis un métamorphisme régional au faciès amphibolite. Ces unités ont, par la suite, été recoupées par des intrusions mafiques, ultramafiques, granitiques, pegmatitiques et, finalement, par des dykes de diabase. Les lithologies sont rencontrées de l'extérieur vers l'intérieur de la Bande dans cet ordre:

- Gneiss à oligoclase : composés de quartz-plagioclase-biotite  $\pm$  microcline  $\pm$  hornblende. Les gneiss composent le Terrain du lac Champion et l'Opatica au contact avec la Bande du lac des Montagnes. Aucun affleurement montrant cette roche au contact avec les paragneiss n'a été découvert.



**Figure 1.1 :** Position de Nisk-1, appelé « Levack », (bulle avec astérisque). L'indice 3, au nord-est de Levack, correspond à l'anomalie « C », et est à la position du trou de forage TF-01-07. Les coordonnées de Lac Guyer proviennent de Stamatelopoulou-Seymour et al. (1983) Les autres bulles sont des indices de Ni-Cu identifiés dans les cartes du Ministère des Ressources naturelles et de la Faune. (MRNF, 2010)





**Figure 1.2 :** Localisation de Nisk-1, l'anomalie « C » (ici appelé indice 3) et le contact sud, avec les géologies de Valiquette (1975). Le long tracé noir correspond à la Route du Nord. La Bande du lac des Montagnes est en kaki, le Terrain du lac Champion en rose et l'Opatica en violet. L'anomalie « C » et le contact sud sont dans les minces bandes vertes près des bords de la Bande du lac des Montagnes qui sont identifiées comme des basaltes avec des roches ultramafiques (en mauve).

- Paragneiss quartzofeldspathiques : composés de quartz-plagioclase-biotite-muscovite et de minéraux accessoires, ils forment la base de la série sédimentaire au-dessus des gneiss à oligoclase. Parfois sous forme de quartzites impurs.
- Amphibolites métavolcaniques : principalement plagioclase et hornblende, bien qu'ils soient souvent d'autres compositions, ces bandes alternent avec les paragneiss.
- Paragneiss à biotite : différenciés par leur couleur brune, ils se distinguent par une composition riche en biotite. Ils forment l'intérieur de la Bande du lac des Montagnes. Cette lithologie comprend également d'autres variétés de

paragneiss qui peuvent contenir divers minéraux en plus du quartz-plagioclase-biotite, soit la sillimanite, l'andalousite, la cordiérite, des grenats, la staurotite et/ou des amphiboles.

- Roches à cordiérite et anthophyllite : principalement dans une lentille 3-4 km à l'est de Nisk-1, près de la bordure sud de la Bande du lac des Montagnes et dans les paragneiss. Valiquette (1975) leur attribue une probable origine sédimentaire.

Les roches intrusives de la Bande du lac des Montagnes sont, selon Valiquette (1975) :

- Roches ultramafiques : ces roches sont composées de trémolite-serpentine-chlorite-magnétite, en quantités différentes. Valiquette note des « roches à trémolite enchevêtrée », qui semblent être composée uniquement de trémolite, des roches à serpentine-chlorite uniquement, et des schistes à chlorite-magnétite.
- Des intrusions de granite et de pegmatite.
- Des dykes de diabase.

#### 1.1.1 Tectonique

Par la présence de coussins, Valiquette (1975) détermine que la Bande du lac des Montagnes prend la forme d'un pli synclinal renversé vers le sud : au nord, les sommets sont vers le sud et le pendage vers le nord, alors qu'au sud, les sommets et les pendages sont vers le nord. Les schistosités sont regroupées autour de  $60^\circ$  et  $290^\circ$ , avec des pendages de  $60^\circ$  à  $90^\circ$ , des deux côtés du pli. Il a également mesuré le plongement du pli à  $35^\circ$  vers le sud-ouest dans le paragneiss à biotite.

Les mesures de schistosité indiquent des plis ouverts, mais il a observé des plis fermés pouvant se répéter sur de courtes distances. Il a également déterminé la présence d'un pli important sur le contact sud, au niveau de Nisk-1.

## 1.2 Gîtes magmatiques de nickel

Les gîtes magmatiques de nickel-cuivre-platinoïdes sont associés à des magmas mafiques à ultramafiques. Ils se forment par la ségrégation et la concentration d'un liquide sulfuré à partir de ce magma, suivi par la partition des éléments chalcophiles des silicates vers les sulfures. On distingue deux variétés principales de ces gîtes : les gîtes riches en soufre, nickel et cuivre et les gîtes pauvres en soufre, mais riches en platinoïdes. (Naldrett, 2004) Pour nos besoins, nous ne considérerons que les gîtes riches en soufre.

### 1.2.1 Classification des gisements

Naldrett (2004, 2010) propose une classification des principales classes des gîtes magmatiques de nickel-cuivre, selon les âges et les roches-hôtes. Nous résumons cette liste dans le tableau 1.1.

**Tableau 1.1**

Liste des gîtes magmatiques de nickel-cuivre, traduite et adaptée de Naldrett (2010)

Classe	Âge	Description
NC-1 Komatiite	2,7 Ga	Type 1 : des lentilles de sulfures massifs, suivis de sulfures en filet et de sulfures disséminés vers le sommet. Les sulfures sont à la base de péridotites à cumulat. L'érosion thermique de la roche encaissante fournit le soufre et forme des dépressions où se déposent les sulfures.
		Type 2 : sulfures disséminés dans des lentilles de dunite en cumulat. Précipitation cotectique des sulfures et silicates.

	1,9 Ga	Accumulations de sulfures dans un environnement de volcanisme komatiitique (MgO maximum 19%). Plusieurs conduits, chacun avec de nombreux bassins de sulfures, similaires aux types 1 et/ou 2. Bassins dépassent rarement 1mt.
NC-2 Basalte de plateau	1,1 – 0,25 Ga	Sulfures massifs et disséminés dans des dykes et sills nourriciers des basaltes de plateau, souvent en couches différenciées. Évaporites sont la source du soufre.
NC-3 Ferropicrite	1,9 Ga	Sulfures massifs, disséminés et bréchifiés à la base de corps différenciés de wherlite à gabbro. Ces corps sont la source du magma de séquences volcaniques partiellement ferropicritiques. Ces gîtes ont pénétré des shales sulfureux, qui sont la source du soufre.
NC-4 Complexe anorthositique	1,3 Ga	Le magma forme une intrusion inférieure, réagit avec les roches pélitiques encaissantes et forme des sulfures immiscibles. Magma + sulfures montent dans un dyke vertical et forme une intrusion supérieure.
NC-5 Basalte riche en Mg	2,7 – 0,1 Ga	Grande intrusion avec cœur de dunite, contenant des sulfures. Le magma est contaminé par la croûte.
NC-6 Impact	1,85 Ga	Impact météoritique dont le matériel en fusion est fortement différencié en couches. Les sulfures sont dans et au-dessus de la brèche d'impact à la base. Seul exemple connu : Sudbury.
NC-7 Oural-Alaska	< 2,7 Ga la plupart < 0,5 Ga	Intrusions zonées de dunite et clinopyroxénite. Sulfures magmatiques rares. Se trouvent dans des ceintures linéaires, dans des marges d'accrétion.



En plus de ces classes, les gîtes associés aux komatiites sont séparés en 5 types (Arndt et al., 2008):

- Types I et II sont déjà mentionnés dans le tableau 1.1
- Type III : couches enrichies en platinoïdes dans des coulées, sills ou lacs de laves différenciées.
- Type IV : minéralisation dans les sédiments sulfureux en proximité de komatiites.
- Type V : minéralisation déplacée par tectonisme.

#### 1.2.2 Facteurs de formation des sulfures

Naldrett (2004) note également trois aspects-clé quant à la genèse de ces gîtes : premièrement que le magma devienne saturé en sulfures ce qui entraîne la ségrégation des sulfures immiscibles, deuxièmement que les sulfures se concentrent localement en quantité suffisante pour former du minerai, et troisièmement que ces sulfures aient réagi avec assez de magma pour concentrer les métaux chalcophiles à des concentrations économiques.

La concentration en soufre des komatiites lors de leur fusion initiale dans le manteau devrait être autour de 250-500 ppm, bien en dessous de leur capacité à saturation, soit 1600 ppm (Arndt et al., 2008). Pour combler cet écart, le modèle privilégié est que la lave entraîne une érosion thermique ou thermomécanique du substrat, qui serait riche en soufre. Le soufre du minerai proviendrait donc des sédiments, alors que les métaux seraient dérivés de la lave, de par leurs coefficients de partition élevés vers les sulfures. Une telle érosion de la roche sous-jacente nécessite plusieurs étapes. En premier lieu, la mise en place d'une coulée épaisse de la lave, alimentée par des tubes plus larges et bien isolés. Suit une coulée prolongée dans le temps, pour permettre l'augmentation de la température de la roche encaissante. Finalement, l'entraînement de morceau de la roche encaissante partiellement en fusion dans la lave (Arndt et al., 2008).

Dans les gisements dont les roches-hôtes sont stratifiées, la ségrégation des sulfures peut provenir de la diminution de la solubilité du soufre, associée à la cristallisation des

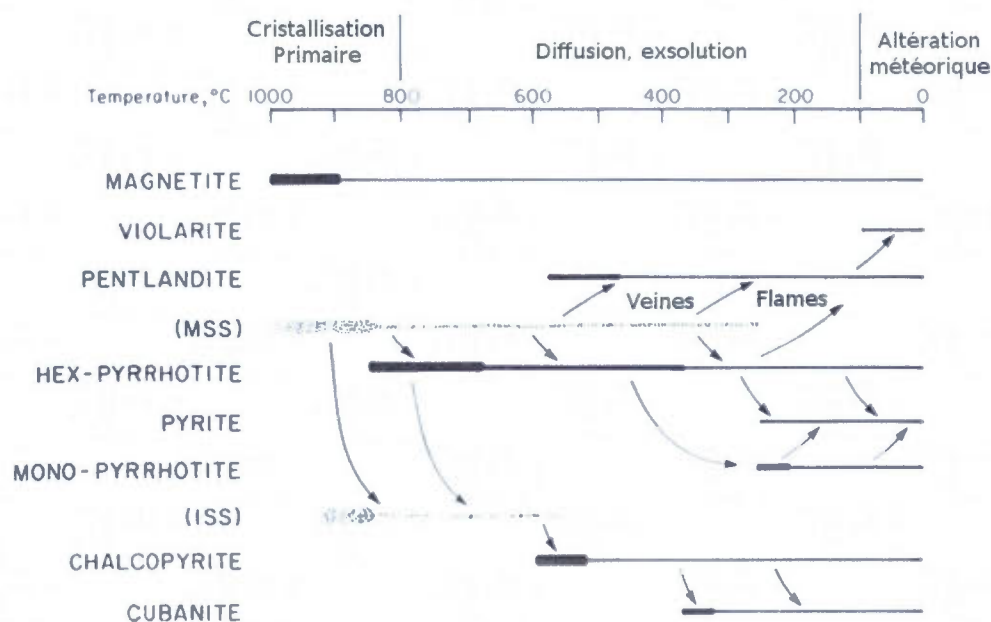
premiers silicates (olivine et pyroxènes). Ces cristaux, en étant éliminés du magma, entraînent également une augmentation de la concentration du soufre sous-saturé dans le magma restant. Ces deux phénomènes (diminution de la solubilité et augmentation de la concentration du soufre) permettent au soufre d'atteindre le point de saturation, et la formation de sulfures. Une variation de ce modèle est l'arrivée d'un nouveau magma dans celui fractionné, qui va augmenter la concentration de soufre au-dessus du point de saturation. (Naldrett, 2004)

Dans les gisements de type I, les sulfures s'accumulent à la base de coulées ou d'intrusions komatiitiques enrichies en olivine. Les sulfures se concentrent souvent dans des dépressions dans la topographie sous-jacente, soit des chenaux ou des entailles dans les épontes inférieures, bien que certains gisements forment des surfaces planaires qui ne montrent pas d'évidences d'irrégularités topographiques. Dans de nombreux gisements, les sulfures se retrouvent également directement sous la partie la plus épaisse de leur roche hôte (Barnes, 2006a). Ce phénomène est relié à la forme même des laves komatiitiques qui sera présenté dans la partie 1.3.

L'effet de la quantité de soufre dans un gisement est quantifié par le facteur R, le ratio de la masse du magma silicaté sur la masse des sulfures, et le facteur N, le ratio de la masse totale du magma sur la masse des sulfures. La différence entre ces deux facteurs est l'hypothèse de base, qui fait également changer la formule du calcul : pour le facteur R la proposition est que les métaux dans les sulfures se sont équilibrés avec le magma et ont été éliminés de ce dernier, alors que pour le facteur N l'hypothèse est que les sulfures sont constamment exposés à du magma frais lors de la coulée. Ces facteurs expliquent la différence entre les gisements riches en soufre et métaux de base, et les gisements pauvres en soufre et riches en platinoïdes. Pour les métaux en forte concentrations dans le magma, l'atteinte de concentrations économiques se fait à de faibles valeurs de R et N, soit entre 100 et 2000 pour le cuivre, et leurs concentrations plafonnent par la suite. Pour ces valeurs, les platinoïdes sont en concentrations très faibles. Quand les valeurs R et N sont élevées, ce qui indique généralement de faibles quantités de soufre, la masse totale du nickel et du cuivre dans les sulfures est faible, alors que les platinoïdes atteignent des valeurs économiques avec R et N entre 10 000 et 1 000 000 (Barnes, 2006a ; Naldrett, 2004).

### 1.2.3 Paragenèse et textures magmatiques et métamorphiques

Les sulfures des gîtes magmatiques de nickel-cuivre-platinoïdes se composent principalement de pyrrhotite, de pentlandite et de chalcopryrite, avec la présence fréquente de magnétite et/ou de pyrite. La séquence paragénétique est présentée dans la figure 1.3 (Craig et Vaughan, 1981).



**Figure 1.3 :** Séquence paragénétique primaire des gisements de Sudbury. MSS est le « monosulphide solid solution », la solution solide monosulfure; ISS est le « intermediate solid solution », la solution solide intermédiaire. Traduit de Craig et Vaughan (1981).

La première phase à se cristalliser, lorsque présente dans les sulfures, est la magnétite, qui prend un aspect automorphe, hypidiomorphe ou squelettique. Ce phénomène commence au-dessus de 1000°C (Craig et Vaughan, 1981). Selon Barnes (2006a), la paragenèse se passe comme suit :

- 1150°C : début de la cristallisation de la solution solide monosulfure.
- 1000-1050°C : solidification finale de liquide sulfuré, mais un résidu riche en cuivre peut subsister jusqu'à 850°C.
- 1000-600°C : MSS homogène, avec phase Cu-Fe-S.
- 600-300°C : exsolution de la pentlandite, maintenant stable avec la diminution de la température, à partir du MSS.
- 300°C en descendant : assemblage pyrite-pentlandite stable et formation possible de minéraux secondaires, comme la millérite et la vaésite, par l'altération à basse température.
- 25°C en descendant: Altération supergène en violarite-pyrite possible par désagrégation.

La texture primaire de ces sulfures se compose d'une masse de cristaux de pyrrhotite avec de la pentlandite, soit en veinules autour des cristaux de pyrrhotite, soit en flammes dans la pyrrhotite. La texture dépend principalement de la composition du MSS qui fait varier la température de cristallisation de la pentlandite. Si la température est élevée, la pentlandite peut avoir une diffusion rapide vers les interstices entre les grains de pyrrhotite, sinon elle reste prise dans la pyrrhotite sous forme de flammes. Comme mentionné plus haut, la magnétite va prendre un aspect automorphe à hypidiomorphe, alors que la chalcoppyrite, qui se forme par l'ISS, prendra un aspect de cristaux xénomorphes (Barnes, 2006a). Les métaux, ceux qui sont incompatibles avec la solution solide monosulfure, soit le cuivre, la platine, le palladium et l'or, se retrouvent concentrés dans le liquide sulfuré donnant naissance à la solution solide intermédiaire. Or, il se peut que ce liquide migre vers l'extérieur du corps du MSS, ce qui donne des zones enrichies en ces métaux (Naldrett, 2010).

À de faibles faciès de métamorphisme, les sulfures massifs sont peu affectés, la quantité de soufre disponible limitant les réactions. Par contre, les sulfures disséminés de type II sont aisément altérables, par la faible quantité de soufre, l'ajout de nickel provenant de la serpentinisation des olivines (elles peuvent en contenir jusqu'à 0,4%) et la consommation de l'hydrogène par la serpentinisation. Ce dernier processus réduit la fugacité de l'oxygène et crée un fluide réducteur, au point de pouvoir en arriver avec du fer et du nickel natif. La présence d'un fluide riche en CO<sub>2</sub> qui transforme la péridotite en talc-carbonate peut

également affecter les sulfures disséminés d'un gîte de type II, et former d'autres minéraux de nickel. On peut également voir la croissance d'aiguilles d'antigorite dans les sulfures près d'anciennes olivines, pour former une texture en treillis (Barnes et Hill, 2000).

À de plus hauts faciès de métamorphisme, les sulfures de type I sont soumis à des changements texturaux et structuraux. Au faciès amphibolite à Perseverance, en Australie, la croissance d'olivine métamorphique s'est faite sous la forme de larges aiguilles entrecroisées. Ceci nécessite un précédent épisode de serpentisation. Une autre texture au faciès amphibolite est la formation de fabriques planaires par la ségrégation de la pentlandite ou de la pyrite sur une échelle millimétrique à centimétrique. À plus grande échelle, la zone minéralisée peut avoir migrée à l'extérieur de la roche hôte, transformant le gîte en type V (Barnes et Hill, 2000). La déformation peut également engendrer une texture « durchbewegung » : une texture où des sulfures plus mous, tels la pyrrhotite et la chalcopyrite, encaissent les déformations et les sulfures et silicates plus résistants sont déplacés et déformés, au lieu de se fracturer (Craig et Vaughan, 1981).

### 1.3 Komatiites et roches ultramafiques intrusives

Les komatiites sont des roches volcaniques de composition ultramafique, plus précisément des roches dont la composition en MgO dépasse 18% massique. Cette définition est partielle, et d'autres limites géochimiques ont été proposées pour les différencier d'autres roches :  $\text{TiO}_2 < 1\%$  pour les différencier des meimechites,  $\text{SiO}_2 < 53\%$  pour les différencier des boninites et  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) < 2\%$  pour les différencier des basaltes et des foïdites. Bien qu'il s'agisse de roches volcaniques, l'usage du terme est également commun pour des dykes et sills hypabyssaux, dont les textures sont similaires (Arndt et al., 2008). Elles sont généralement riches en olivine, avec les autres minéraux relégués à la matrice : augite, chromite et verre volcanique pour les laves à refroidissement rapide et augite  $\pm$  orthopyroxène, pigeonite, plagioclase, chromite, oxydes de fer et titane et, rarement, quartz et amphibole dans les laves à refroidissement lent (Arndt et al., 2008).

Les coulées de komatiite comportent parfois certaines textures spécifiques. Celles-ci sont les spinifex, des cristaux allongés d'olivine ayant subis un refroidissement rapide, les



cumulats d'olivine et parfois de pyroxène et une accumulation de cristaux provenant de la cristallisation fractionnée de certains minéraux. Ces textures sont liées à une caractéristique des coulées komatiitiques, soit le grand écart de température entre la cristallisation de l'olivine (vers 1600°C) et celle des second silicates, les clinopyroxènes (vers 1200°C). Ces textures vont se retrouver en deux zones dans les coulées et intrusions bien différenciées. La zone A (spinifex) au sommet et la zone B (cumulat) à la base sont spécifiques aux komatiites. Par contre, l'épaisseur de ces zones est très variable; certaines coulées peuvent n'afficher qu'une masse de péridotite à phénocristaux d'olivine, sans ces textures (Arndt et al., 2008). La zone B montre parfois des veines ou des sills de komatiites à texture de spinifex, interprétés comme un gonflement tardif dans une komatiite qui n'a pas terminée de se solidifier (Arndt et al., 2008).

L'épaisseur de certaines unités de komatiite peut être surprenante, considérant la très faible viscosité de la lave originale. Selon Arndt et al. (2008), il y a plusieurs modèles de coulées de komatiite qui peuvent l'expliquer :

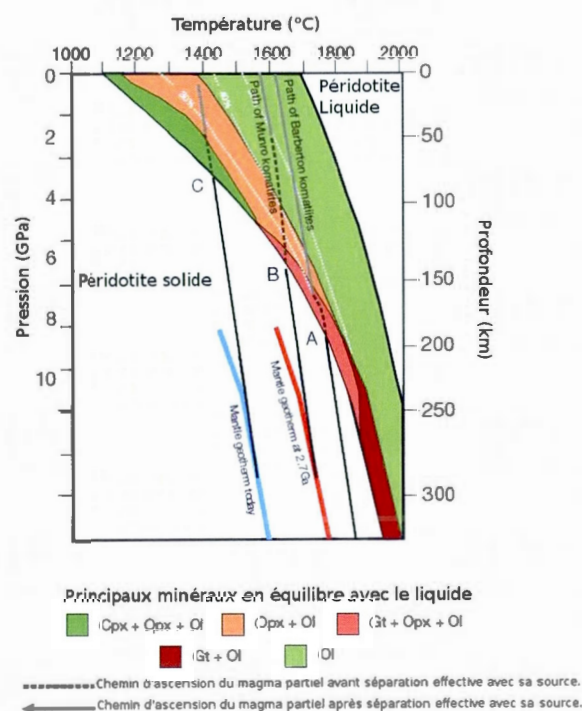
- Par gonflement : une croûte se forme sur la lave et atteint une épaisseur lui permettant d'arrêter l'avancée de la lave, ce qui permet aux lobes de lave de gonfler. La lave prendra éventuellement des passages préférentiels qui vont causer l'érosion thermomécanique de la roche sous-jacente. Parfois, la croûte se fracturera et la lave s'échappant formera des lobes latéraux.
- Bassins locaux : les conduits de lave se retrouvent dans des dépressions de la roche sous-jacente, qui vont s'approfondir par érosion thermomécanique.
- Bassins régionaux : des reliefs topographiques régionaux concentrent la lave. Ceci devrait produire des coulées épaisses et différenciées.
- Coulée par inondation : des coulées très rapides et turbulentes, ce qui permettrait d'épaissir les emplacements de komatiites avant la cristallisation, et ainsi la formation de cumulats.

Les plumes mantelliques sont les sources les plus probables des magmas komatiitiques, bien que d'autres hypothèses aient été avancées, telle la fonte d'un manteau

hydraté dans des zones de subduction (Arndt et al., 2008). Un changement séculaire du manteau explique la formation de différents types de komatiite (Naldrett, 2010).

### 1.3.1 Types de komatiite et évolution

Les komatiites qui contiennent plus de 25% massique de MgO sont limitées à l'archéen, alors que celles qui contiennent de plus faibles concentrations sont principalement paléoprotérozoïques. Les deux types principaux de komatiite archéenne sont celles de Barberton et celles de Munro (Naldrett, 2010).

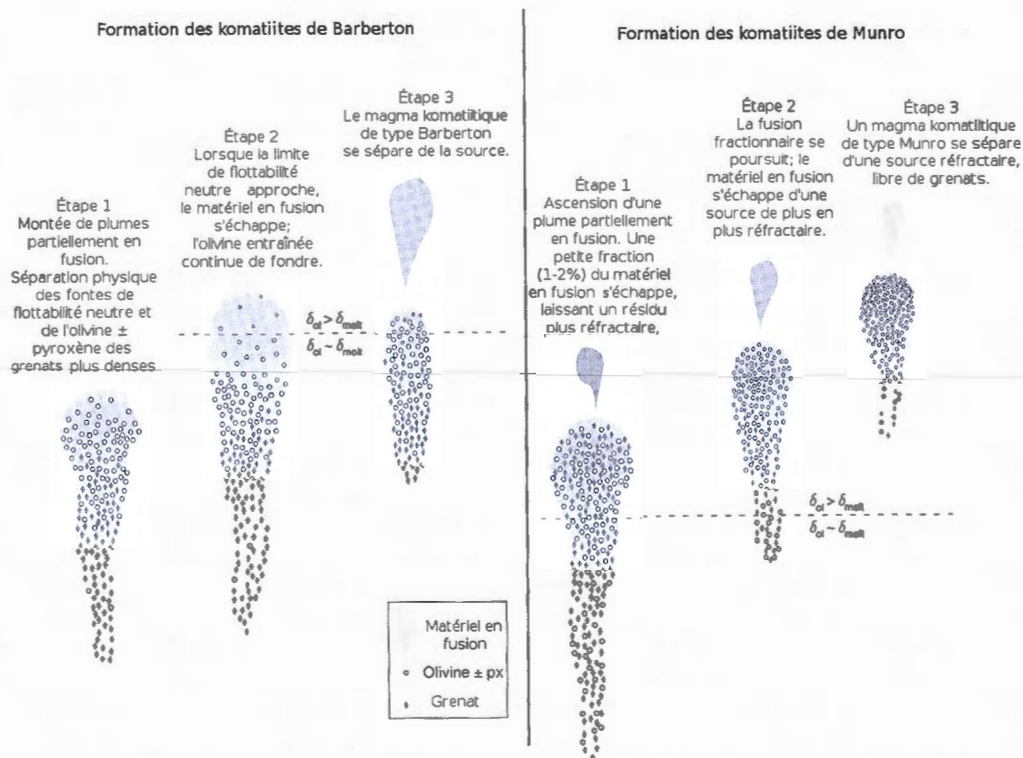


**Figure 1.4** Diagramme pression-température avec les assemblages typiques de la péridotite du manteau. Le chemin A correspond aux komatiites de Barberton, B aux komatiites de Munro et au géotherme à 2,7 Ga, C au géotherme moderne. Traduit de Naldrett (2010)

Les komatiites de types Barberton, aussi appelées « appauvries en Al », sont généralement plus anciennes et ne contiennent pas de gisements magmatiques de nickel, s'étant mises en place dans des environnements sans composantes felsiques, qui sont essentielles à la saturation en soufre du magma. Les komatiites de type Munro (ou « non-appauvries en Al »), plus jeunes que celle de Barberton, se retrouvent dans des environnements continentaux ou d'arcs volcaniques qui permettent la formation de gisements. La figure 1.4 illustre la différence entre ces komatiites : des grenats se retrouvent dans les résidus de la fusion des komatiites de Barberton, puisqu'elles proviennent d'une source plus profonde

et plus chaude, et l'aluminium contenu dans ces grenats est séparé du magma (Naldrett, 2010).

Ces komatiites varient également de par leur méthode de fusion : les komatiites de Barberton proviennent d'une fusion en masse d'une péridotite fertile à de très hautes pressions (> 9 GPa), alors que les komatiites de Munro proviennent de fusion critique d'une péridotite appauvrie, qui a déjà subi plusieurs fusions partielles, à une haute pression (5-7 GPa). La figure 1.5 résume les étapes de la formation des komatiites (Arndt et al., 2008).



**Figure 1.5 :** Étapes de formation des deux types principaux de komatiites. Traduit de Arndt et al. (2008).



### 1.3.2 Géochimie

Les deux types principaux de komatiite peuvent être identifiés par certaines caractéristiques géochimiques, résumées dans le tableau 1.2, qui sont principalement liées à la présence des grenats dans les résidus de la source des komatiites de Barberton (Arndt et al., 2008).

Un autre indice géochimique, utile pour la recherche de gîtes, est le rapport Ni/MgO. En effet, le nickel présente une relation linéaire avec le magnésium dans les komatiites qui ne sont pas associées avec des gîtes de nickel. Pour les komatiites hôtes de gisements, la ségrégation des sulfures va entraîner le nickel, un métal chalcophile et diminuer sa présence dans les silicates (Arndt et al., 2008).

**Tableau 1.2**

Valeurs permettant de différencier les deux types de komatiite. D'après Arndt et al. (2008) et Naldrett (2010)

Valeur	Barberton	Munro
$\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$	10-15	~20
$\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$	>1	~1
$(\text{Gd}/\text{Yb})_N$ (normalisé aux chondrites)	élevé	~1
Terres rares légères	modérément enrichie à modérément appauvrie	modérément à fortement appauvrie
Terres rares lourdes	relativement appauvrie	plat
Zr	~25ppm	~17ppm

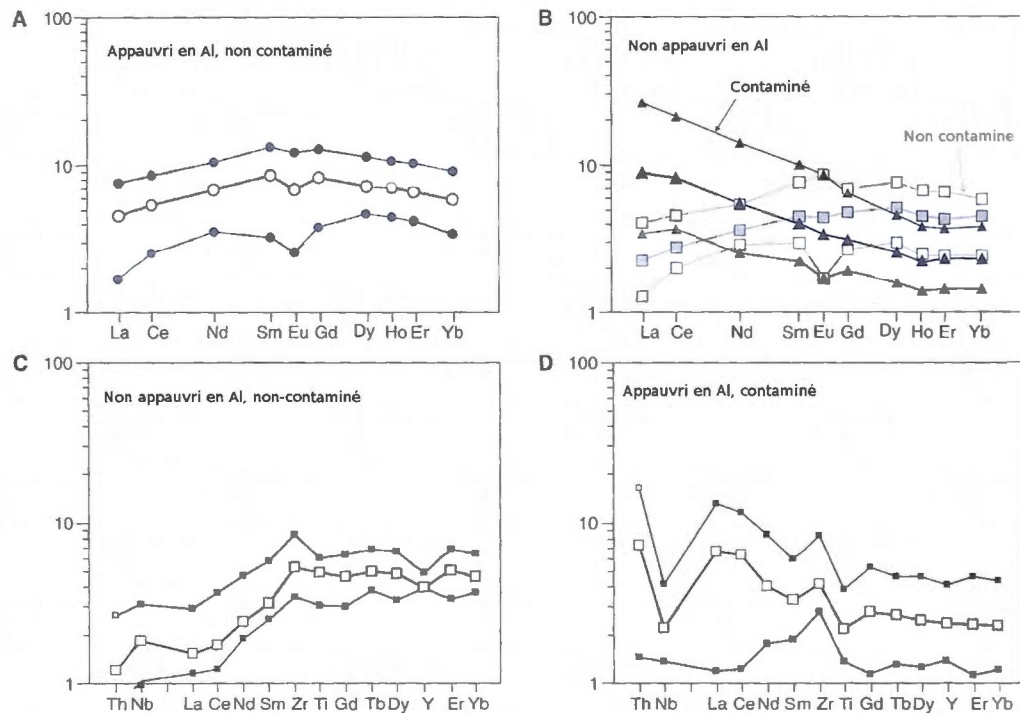
La contamination crustale des komatiites a quelques effets sur la composition géochimique de cette dernière, notamment l'augmentation proportionnelle des terres rares légères, du thorium et du zirconium, ainsi qu'une anomalie négative en niobium, dont la croûte est appauvrie (Barnes, 2006b). L'effet sur les courbes des éléments incompatibles et des terres rares est visible à la figure 1.6.

De plus, la contamination des komatiites va varier dans la coulée elle-même, selon la forme de la coulée et des roches encaissantes, comme indiqué dans le tableau 1.3.

**Tableau 1.3**

Distribution de la contamination des komatiites selon le substrat et la forme de la coulée. Traduit de Barnes (2006a).

Condition	Conduit préférentiel	Lobes latéraux
Contaminant felsique mince, substrat mafique épais	non-contaminée, non-appauvrie	contaminée, appauvrie en éléments chalcophiles
Substrat felsique épais	contaminée, appauvrie en éléments chalcophiles	non-contaminée, non-appauvrie
Coulée turbulente précoce	contaminée, appauvrie en éléments chalcophiles	contaminée, appauvrie en éléments chalcophiles
Coulée laminaire tardive	non-contaminée, non-appauvrie, sauf aux bordures.	



**Figure 1.6 :** Courbes des terres rares (A et B) et multiéléments (C et D), montrant les courbes médianes, 10<sup>e</sup> et 90<sup>e</sup> percentiles. Traduit de Barnes (2006b).

### 1.3.3 Région du lac Guyer

La Ceinture de lac Guyer est une région comportant des komatiites au nord de l'Opinaca au contact avec la sous-province de La Grande. Elle possède la distinction de contenir les komatiites les plus rapprochées de Nisk-1 à avoir été étudiées. Elle consiste en une séquence commençant par des basaltes à la base, surmontés par des tufs felsiques et de rhyodacites et se terminant par une seconde séquence de basaltes associés à des komatiites. La pétrogenèse de cette séquence a été expliquée comme suit. Au début d'un rift, des magmas komatiitiques ont été capturés dans la croûte à des pressions de l'ordre de 1 GPa et se sont fractionnés pour donner un magma basaltique qui est à l'origine des premiers basaltes. La chambre magmatique a par la suite fait fondre la croûte, menant à des magmas granodioritiques (plutons de granodiorite et laves felsiques). Le magma basaltique plus évolué a suivi par la suite et, avec de nouvelles activités du rift, la chambre magmatique fût

détruite et amena des magmas plus primaires à la surface (Stamatelopoulou-Seymour et Francis, 1988).

Pour fin de comparaison avec les komatiites de Nisk-1, les valeurs géochimiques les plus significatives des komatiites de Lac Guyer sont incluses dans le tableau 1.4.

**Tableau 1.4**

Valeurs géochimiques importantes des komatiites de Lac Guyer, prises et calculées à partir de Stamatelopoulou-Seymour et Francis (1988).

Valeur	Péridotite	Pyroxénite
MgO	21,21%	18,03%
SiO <sub>2</sub>	47,05%	48,20%
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	15,24	13,58
CaO/ Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,103	1,162
Zr	16 ppm	36 ppm
MgO/Ni	16 315	23 415

#### 1.3.4 Environnements géodynamiques

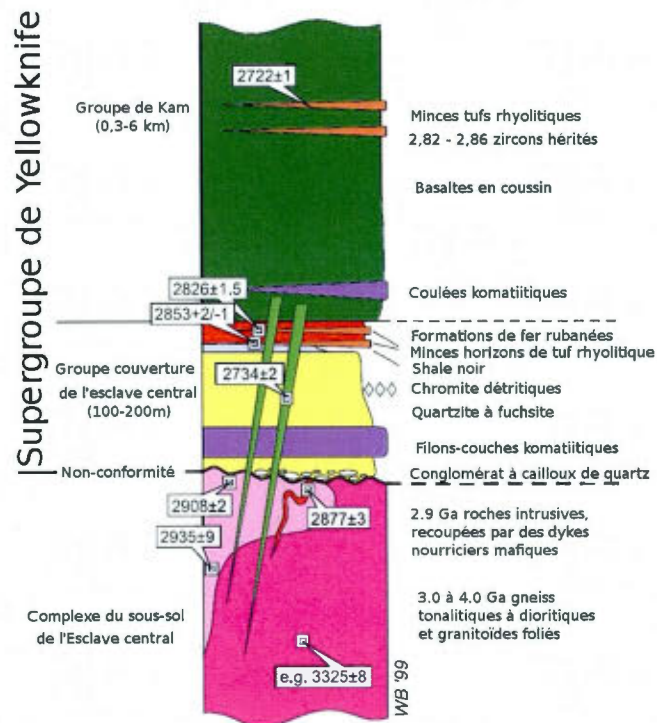
Provenant de plumes mantelliques, les komatiites se retrouvent dans plusieurs environnements géodynamiques. Arndt et al. (2008) présentent ces différents environnements :

- Plaines mafiques : séquences épaisses de coulées mafiques et ultramafiques larges, latéralement continues et originellement horizontales, avec quelques bandes de chert, roches sédimentaires et roches volcaniques felsiques.
- Arcs volcaniques et marges convergentes : les komatiites sont associées à des roches volcaniques felsiques à intermédiaires. Elles vont présenter des

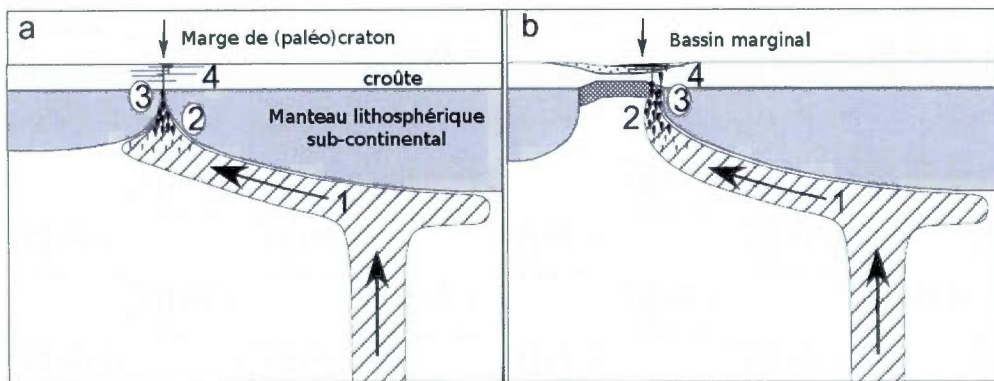
valeurs relativement élevées de  $\text{SiO}_2$  et  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , avec de faibles valeurs de  $\text{FeO}$  et  $\text{TiO}_2$ , ainsi qu'un enrichissement en éléments incompatibles.

- Éruption dans des eaux de faibles profondeurs, sur un socle continental : une association de komatiites avec des arénites continentales riches en quartz. Par exemple, dans le Groupe Prince Albert, dans le nord du Canada, les komatiites sont associées à des quartzites formés de grains de quartz arrondis, de muscovite, de fuchsite et de rares grenats. Ces quartzites sont directement au-dessus de roches gneissiques plus anciennes. Ces relations ont également été décrites dans le Craton de l'Esclave (voir la figure 1.7) et la sous-province de La Grande.

Begg *et al.* (2010) notent que les gisements magmatiques de nickel-cuivre-platinoïdes associés aux komatiites se situent principalement aux bordures des cratons, généralement près de larges provinces ignées. Ils proposent un modèle selon lequel les magmas des plumes mantelliques qui atteignent la base de manteaux sous-continentaux lithosphériques vont dévier vers les parties plus minces et fragiles de la croûte : les marges de cratons ou des bassins arrière arc, comme visible à la figure 1.8. Il est également possible que la plume elle-même soit à l'origine du rift ayant formé des bassins océaniques (Arndt *et al.*, 2008).



**Figure 1.7 :** Séquence du groupe couverture de l'Esclave central. Notez la position des filons-couches komatiitiques entre les conglomérats et le quartzite à fuchsite. Traduit de Bleeker (2003).



**Figure 1.8 :** Modèle de localisation des gisements aux bordures de cratons et dans des bassins d'arrière arc. 1) Plume frappe le manteau sous-continental et dévie vers les zones plus minces. 2) Fusion par décompression. 3) Le magma atteint la croûte par des failles. 4) Interactions avec les roches de la croûte et formation de gisements. Traduit de Begg *et al.* (2010).

### 1.3.5 Métamorphisme des silicates

Les roches ultramafiques ne subissent de métamorphisme qu'en présence d'un fluide, soit  $H_2O$  ou  $CO_2$ . En présence d'eau, le métamorphisme commence par une transformation en un assemblage de chrysotile + brucite, chrysotile + talc ou talc + quartz. Ces assemblages correspondent à un métamorphisme rétrograde. Selon Bucher et Frey (2002), le métamorphisme prograde dans le système MSH, avec un fluide contenant de l'eau uniquement, se fera par ces étapes :

- 250-300°C : transformation de la chrysotile en antigorite.
- 400°C : brucite + antigorite devient forstérite + antigorite (schiste vert supérieur à amphibolite inférieur).
- 510-570°C : limite augmente avec la pression. Antigorite devient forstérite et talc. (amphibolite moyen ou élogite).
- 670°C : limite du talc. Il se transforme en anthophyllite lorsque soumis à de basses pressions ou en enstatite lorsque soumis à de hautes pressions. Par contre, l'anthophyllite est souvent un minéral de métamorphisme rétrograde pour les assemblages forstérite + enstatite, à cause de la baisse de pression.
- 700°C : Anthophyllite, si présente, est remplacée par enstatite. L'assemblage de forstérite + enstatite demeure stable par la suite.

Les autres éléments fréquents dans les roches ultramafiques sont le fer, le calcium et l'aluminium. Le calcium se retrouve dans les clin amphiboles calciques, les clinopyroxènes calciques et, rarement, dans les plagioclases. À des températures extrêmement basses, on retrouve de la trémolite, à des températures basses, c'est du diopside. La limite supérieure de cette dernière est à peu près 30°C sous la limite supérieure de l'antigorite, où elle devient de la trémolite. La trémolite va redevenir du diopside après 800°C. L'aluminium entre dans la formation de chlorite, qui reste stable dans les roches ultramafiques jusqu'à 800°C, lorsqu'elle devient un spinelle. Le fer est généralement confiné à un spinelle, souvent la magnétite ou la chromite (Bucher et Frey, 2002).

La serpentinisation de la fayalite (olivine de fer) permet la formation de la magnétite. La serpentinisation de la forstérite (olivine de magnésium) forme la serpentine et l'excédent



de magnésium peut former des minéraux secondaires comme la brucite, la dolomite ou la magnésite (Bucher et Frey, 2002).

La présence de  $\text{CO}_2$  dans le fluide impliqué dans le métamorphisme entraîne des transformations différentes. À moins de 13% molaire de  $\text{CO}_2$  dans le fluide et à des températures sous la limite de la stabilité de l'antigorite, la roche sera un « ophicarbonat », une roche composée de carbonates et de serpentine. Si la présence de  $\text{CO}_2$  est encore plus importante, la roche deviendra une stéatite, formée de carbonate et de talc (Bucher et Frey, 2002).

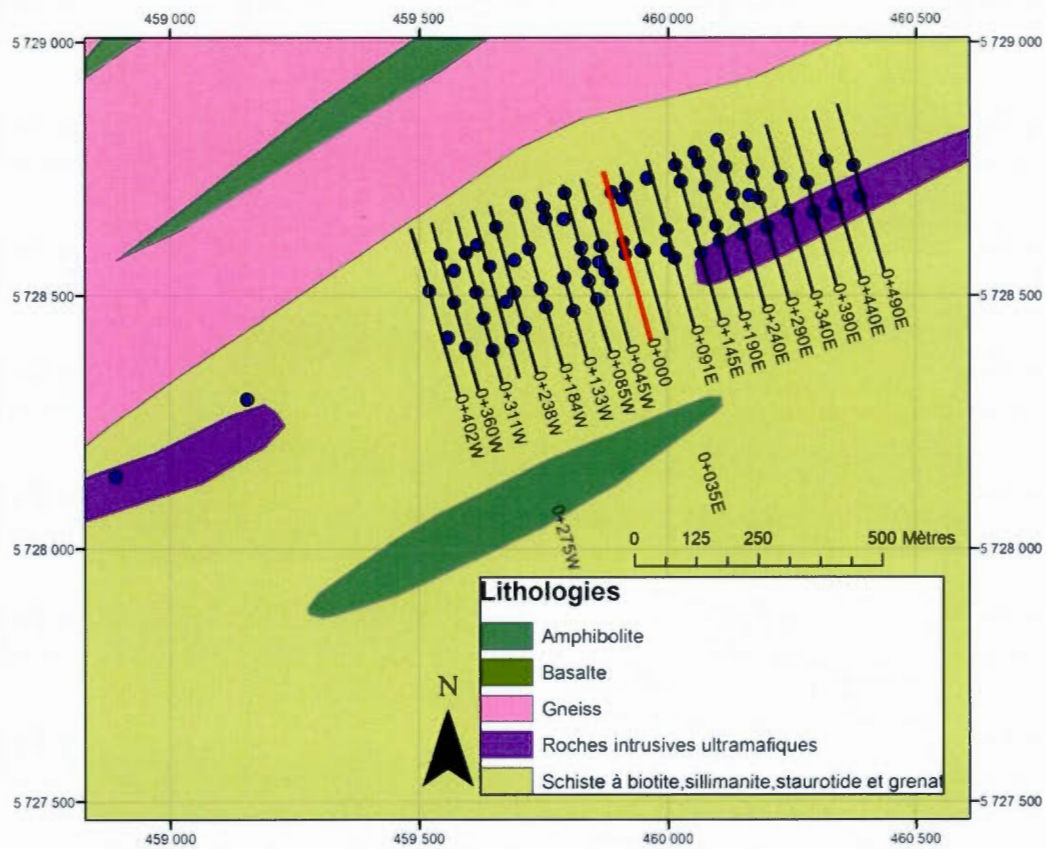
#### 1.4 Données des campagnes de forage

Les données de forage qui seront utilisées pour ce mémoire ont été publiées dans le rapport NI 43-101 par Trudel (2008). Dans ce rapport, le gisement est interprété comme une masse de sulfures à la base d'un filon-couche ultramafique à veinules d'amiante (la péridotite serpentinisée noire). Les deux couches d'ultramafiques se retrouvent dans une séquence de paragneiss. Les métaux d'intérêt économique se retrouvent dans les minéraux suivants :

- Nickel et cobalt dans les grains de pentlandite, principalement en flammes dans la pyrrhotite, bien que des cristaux mesurant jusqu'à 1cm ont été trouvés (trou de forage TF-66-08).
- Cuivre presque uniquement dans la chalcoppyrite, avec un peu de digénite et de covellite en veinules microscopiques.
- Palladium dans un alliage de Ni-Te-Sb-Pd.
- Platine dans un alliage avec le fer dans la magnétite.

Les forages sont orientés à  $164^\circ$ , avec des plongées de  $50$  à  $65^\circ$ . Des sections sont définies en fonction de cette orientation par Golden Goose, avec la section 0+000 située au centre des forages, visible dans la figure 1.9.





**Figure 1.9 :** Forages et sections de forage du gîte Nisk-01, selon les données de Golden Goose, avec la section 0+000 en rouge. Les lithologies proviennent de Valiquette (1975)

La géologie est interprétée comme étant une intrusion allongée de roches ultramafiques dans la séquence de paragneiss et d'amphibolites de la Bande du lac des Montagnes. Les équivalences entre Valiquette (1975), Trudel (2008) et les lithologies dans les forages sont dans le tableau 1.5. La direction ( $245^{\circ}$ ) et le pendage des roches ultramafiques ( $70-75^{\circ}$ ) seraient concordants aux paragneiss et dans le flanc déversé du pli synclinal, ce qui indique que le sommet original est maintenant vers la profondeur, au sud-est. Les paragneiss ont été classés en séquence inférieure de paragneiss (SIP), plus ancienne et présentement au-dessus et au nord-ouest des roches ultramafiques, et en séquence supérieure de paragneiss (SSP), plus jeune et en-dessous, au sud-est des roches ultramafiques.

Les roches ultramafiques sont séparées en deux unités, avec un contact généralement net : la péridotite serpentinisée grise avec veinules de magnétite au nord-ouest, et la péridotite serpentinisée noire avec veinules d'amiante au sud-est. Cette dernière contient les sulfures et elle est plus récente, montrant des apophyses dans la péridotite serpentinisée grise. L'interprétation de ces roches ultramafiques est une mise en place séparée des deux unités, la grise stérile en première et la noire minéralisée en seconde. La texture de spinifex n'a pas été identifiée dans les forages (Trudel, 2008).

**Tableau 1.5**

Relations entre les lithologies de Valiquette (1975), Trudel (2008) et les lithologies dans les forages. Les lithologies de Trudel sont données dans l'ordre rencontré dans les forages : les plus vieilles (TLC) sont au-dessus et au nord, les plus jeunes (SSP) sont en-dessous et au sud.

Couleur	Valiquette (1975)	Trudel (2008)	Lithologies en forage
	Gneiss	Terrain du lac Champion	Granodiorite
			Gneiss Granitique
			Gabbro
	Schiste à biotite, sillimanite, staurotide et grenat	Séquence inférieure de paragneiss	Paragneiss à biotite
			Alternance de bandes grises et vertes
			Amphibolite
			Gneiss quartzofeldspathique
	Roches intrusives ultramafiques	Péridotite serpentinisée grise	Péridotite serpentinisée grise
			Péridotite serpentinisée verte
		Zone de sulfures	Sulfures massifs
			Sulfures semi-massifs
			Sulfures disséminés
		Péridotite serpentinisée noire	Péridotite serpentinisée noire
			Péridotite chloritisée verte
			Péridotite serpentinisée grise de bordure ou d'altération
			Schiste à biotite, sillimanite, staurotide et grenat
Paragneiss à biotite et grenats			
Conglomérat ou brèche à fuchsite			

Le rapport (Trudel, 2008) mentionne également que des travaux ont été réalisés sur l'anomalie « C », soit trois trous de forage de TF-01-07 à TF-03-07, à 14km de Nisk-1, mais sans rencontrer de minéralisation significative.



## CHAPITRE II

### MÉTHODOLOGIE

#### 2.1 Visite de terrain

Du 3 au 7 juin 2009, nous sommes allés au site de Nisk-1 (Matthieu Vallée et Normand Goulet). Cette visite avait pour principal objectif d'aller récupérer des échantillons des carottes de forage pour produire des lames minces. Nous avons également étudié des affleurements de la Bande du lac des Montagnes, mais la couverture marécageuse limite grandement l'exposition des roches ultramafiques.

#### 2.2 Études de lames minces polies

Nous avons préparé une série de lames minces polies pour étudier en lumière transmise et réfléchie, ainsi que pour le microscope à balayage. Cette étape permet de répondre à plusieurs questions :

- Identifier la composition des différentes lithologies.
- Identifier des textures primaires et métamorphiques.
- Identifier les contacts entre certaines unités.

La liste des lames minces que nous avons produites et utilisées est présentée dans le tableau 2.1. L'annexe A présente les photos des échantillons avant la production des lames minces.

Tableau 2.1

Liste des lames minces polies étudiées dans le mémoire, ainsi que la raison de leur choix.

Échantillon	Provenance	Aspect	Raison / Question
20	TF-40-07 246,75m	Nature des sulfures	Détermination des minéraux de la platine : échantillon à 16,88 g/t Pt.
21	TF-47-07 160,45m	Nature des sulfures	Minéraux de la platine et du palladium : échantillon à 5,25g/t Pt et 6,73 g/t Pd.
N1A-01	TF-29-07 276,8m	Contact ultramafiques et sulfures	Nature du contact entre les ultramafiques en présence de la zone de sulfure : tectonique, érosion, graduel (cumulat) ou réaction silicates/sulfures.
N1A-02	TF-37-07 102,7m	Nature de SIP et polarité	Contact entre unités ignées (tonalite) et sédimentaires (paragneiss et amphibolite). Vérification du granoclassement.
N1A-03	TF-20-07 55,75m	Nature des inclusions dans PSN	Nature de l'inclusion et son contact inférieur avec péridotite serpentinisée noire.
N1A-04	TF-20-07 56,25m	Nature des inclusions dans PSN	Nature de l'inclusion et son contact supérieur avec péridotite serpentinisée noire.
N1A-05	TF-43-07 236,1m	Nature des sulfures	Provenance de la magnétite dans les sulfures massifs : cumulats, fragments ou altération.
N1A-06	TF-43-07 236,4m	Nature des sulfures	Zone semi-massive en contact avec les sulfures massifs : texture, composition et déformation.
N1A-07	TF-52-07 308m	Nature des roches ultramafiques	Caractéristiques de la péridotite serpentinisée grise à sa base originale.
N1A-08	TF-52-07 310m	Déformations tectoniques	Définir une possible zone de faille.



Liste des lames minces polies étudiées dans le mémoire, ainsi que la raison de leur choix.

(suite)

N1A-09	TF-52-07 310,2m	Déformations tectoniques	Définir une zone de faille possible.
N1A-10	TF-52-07 321,9m	Contact ultramafique	Transition grise -> noire : péridotite serpentinisée grise.
N1A-11	TF-52-07 322,3m	Contact ultramafique	Transition grise -> noire : zone de transition.
N1A-12	TF-52-07 322,6m	Contact ultramafique	Transition grise -> noire : péridotite serpentinisée noire.
N1A-13	TF-52-07 349,8m	Nature des sulfures	Concentration de sulfures disséminés entre deux veines de chrysotile.
N1A-14	TF-52-07 362m	Nature des ultramafiques	Caractéristiques de la péridotite chloritisée verte.
N1A-15	TF-52-07 367,5m	Nature des ultramafiques et inclusions	Nature du contact entre péridotite serpentinisée grise d'altération et inclusion.
N1A-16	TF-52-07 369,5m	Nature des ultramafique	Altération rouge de la péridotite serpentinisée noire : altération ou contact.
N1A-17	TF-03-07 91,7m	Source du soufre	Sulfures dans une zone de faille bréchifiée dans paragneiss : source possible du contaminant en soufre.
N1A-18	TF-03-07 93,2m	Source du soufre	Sulfures dans la foliation de paragneiss.
N1A-19	TF-03-07 93,5m	Nature du SPP	Caractéristiques du conglomérat à fuchsite : brèche, structure de coulée ou conglomérat.
N1A-20	TF-01-07 35,1m	Nature des ultramafiques	Différenciation entre la péridotite serpentinisée grise et la péridotite serpentinisée verte.

Liste des lames minces polies étudiées dans le mémoire, ainsi que la raison de leur choix.

(suite)

N1A-21	TF-01-07 36,4m	Nature des ultramafiques	Présence possible d'olivine dans la péridotite serpentinisée grise.
N1A-22	TF-01-07 41m	Nature des ultramafiques	Caractéristiques de la péridotite serpentinisée grise de l'anomalie « C », qui n'est pas associée à un gîte.
N1A-23	TF-52-07 366,5m	Nature des ultramafiques	Contact entre péridotite serpentinisée noire et péridotite serpentinisée grise d'altération.

### 2.3 Modélisation des données de forage

Nous avons produit des modèles tridimensionnels du gisement sous sa forme actuelle, grâce aux données de forage de Golden Goose Inc. et à l'aide du logiciel « Target for ArcGIS ». Ce logiciel permet de produire des voxels en interpolant les lithologies d'un trou de forage à un autre, ou de produire des contours basés sur les contacts de ces lithologies. Pour les métaux, le logiciel peut interpoler par krigeage tridimensionnel les résultats des analyses d'un trou à l'autre, de façon anisotrope si on spécifie un plan préférentiel. Pour les sulfures du gîte Nisk-1, nous utilisons le plan regroupant le mieux toutes les intersections des zones de sulfure dans les forages. Après plusieurs essais de modélisation, nous avons choisi un plan à 250° et 75° de pendage, avec une extension 5 fois plus grande dans ce plan que dans les autres directions.

### 2.4 Statistiques

Nous utilisons les analyses faites sur les sulfures de Nisk-1 pour tenter de trouver des liens entre les métaux d'intérêt économique, en calculant le coefficient de corrélation  $R^2$  dans Microsoft Excel, d'abord par l'analyse de corrélation dans l'utilitaire d'analyse, ensuite par



régression linéaire dans un graphique de type nuage de points. Ce coefficient varie de -1, indiquant une corrélation linéaire inverse, à 1, indiquant une variation linéaire directe.

Pour faire ces analyses, nous avons choisi des paliers basés sur la concentration des sulfures en nickel. Les paliers ont été choisis comme ceci :

- 0,3% à 0,8% de nickel pour les sulfures disséminés.
- 0,8% à 1,5% de nickel pour les sulfures semi-massifs.
- 1,5% de nickel et plus pour les sulfures massifs.

Nous avons également utilisés les analyses statistiques pour vérifier les différences entre les sections est et ouest du gîte, défini par la section 0+000 de Golden Goose, qui est très pauvre en sulfures.

## 2.5 Microscope électronique à balayage

Nous avons utilisé le microscope électronique à balayage sur certaines lames minces de sulfures afin d'identifier certains sulfures, soit à composition variable (vallériite), soit de très petite taille (cobaltite, minéraux de palladium). Nous n'avons effectué que des analyses qualitatives, et les résultats permettent seulement de vérifier la présence des éléments entrant dans les minéraux, et non pas leur composition exacte. Nous avons également produit une carte des éléments pour tester des hypothèses sur la formation de la vallériite.

## 2.6 Analyses de roche totale

Afin de caractériser la composition des roches ultramafiques et, par la suite, la source du magma et des sulfures, nous avons envoyé trois échantillons de carottes de forage au laboratoire ALS Chemex de Val d'Or pour une analyse de roche totale ME-MS81d. Cette méthode combine une fusion au borate de lithium pour les éléments traces et les terres rares (ME-MS81) et une pour les éléments principaux (ME-ICP06). Les échantillons choisis sont :

- « PSN » : une péridotite serpentinisée noire non-minéralisée provenant de TF-52-07 à 359m.

- « PSG » : une péridotite serpentinisée grise provenant de TF-52-07 à 317m.
- « PSG-C » : une péridotite serpentinisée grise provenant de l'anomalie « C », dans TF-01-07 à 41m.

Pour les calculs normalisés aux chondrites, nous avons utilisé les valeurs données dans McDonough et Sun (1995).

## CHAPITRE III

### GÉOLOGIE DU GÎTE NISK-1

#### 3.1 Introduction

Dans ce chapitre, nous discuterons des caractéristiques actuelles du gîte Nisk-1 : soit ses lithologies, sa forme, ses métaux d'intérêt économique et les sulfures qui les contiennent. Les méthodes que nous avons utilisées pour faire ceci sont l'analyse des lames minces, par microscope en lumière transmise, en lumière réfléchie et au MEB, l'analyse statistique des métaux dans les forages et la modélisation tridimensionnelle des forages.

Nous espérons arriver à une compréhension de la lithologie du gîte, documenter les contrôles possibles de la minéralisation, notamment ceux de nature structurale, établir des liens entre les métaux s'il y a lieu et identifier les possibles structures liées à la déformation.

#### 3.2 Description des lithologies

Les lithologies sont présentées dans le tableau 1.5. Elles se regroupent en certains ensembles qui se rencontrent dans cet ordre du nord vers les sud et du sommet vers la base des forages : le Terrain du lac Champion, la séquence inférieure de paragneiss, la péridotite serpentinisée grise, la zone de sulfures, la péridotite serpentinisée noire et la séquence supérieure de paragneiss. Dans ces ensembles, les lithologies elles-mêmes tendent à se répéter et n'ont pas de position précise dans la colonne stratigraphique. On note également que, selon la polarité indiquée par Valiquette (1975), la séquence va du plus ancien vers le plus jeune, à l'exception possible des roches ignées. La liste de des lithologies, leurs descriptions et les lames minces associées sont disponibles dans le tableau 3.1.

Tableau 3.1

Liste des lithologies, de leur description et leurs lames minces.

Ensembles	Lithologies	Lames Minces	Description
1) Terrain du lac Champion	Granodiorite		Cette roche grise présente souvent une texture porphyrique avec de grands cristaux de feldspath. Elle correspond probablement au Gneiss à oligoclase de Valiquette (1975).
	Gneiss granitique (Granite Rose)		Recoupe très souvent la granodiorite. Parfois grise, parfois rose.
			Parfois nommé gabbro ou basalte dans la description des forages, selon la taille des cristaux, cette unité semble marquer la fin de cette zone, avec des épaisseurs allant jusqu'à
	Gabbro (Basalte)		près de 40m dans le TF-56-08 (avec quelques granites) et 50m dans le TF-52-07. Elle est toutefois présente avant ce niveau, et alterne fréquemment avec les deux autres unités de cette zone.
2) Séquence inférieure de paragneiss	Paragneiss à biotite	N1A-02	Roches métamorphiques d'origine sédimentaire.
	Alternance de bandes grises et vertes		Roches métamorphiques d'origine sédimentaire, composées de bandes de paragneiss et d'amphibolite.
	Amphibolite		Les amphibolites sont considérées comme des roches métavolcaniques mafiques au faciès amphibolite.

## Liste des lithologies, de leur description et leurs lames minces. (suite)

2) Séquence inférieure de paragneiss	Gneiss quartzo-feldspathique (gneiss tonalitique ou tonalite)	N1A-02	Roches métamorphiques d'origine intrusive.
3) Péridotite serpentinisée grise	Péridotite serpentinisée grise	N1A-01, N1A-07, N1A-08, N1A-09, N1A-10, N1A-11, N1A-20, N1A-21	La péridotite serpentinisée grise est moins magnétique que la noire et elle tend à perdre ce magnétisme près du contact avec cette dernière. Elle contient parfois également des veinules noires contenant de la magnétite.
	Péridotite serpentinisée verte	N1A-20	Cette unité est similaire à la précédente, mais est légèrement plus verte.
4) Zones de sulfures	Sulfures massifs	21, N1A-01, N1A-05, N1A-06	Contiennent entre 80 et 100% de sulfures. (Trudel, 2008)
	Sulfures semi-massifs	20, N1A-06	Contiennent entre 25 et 80% de sulfures. (Trudel, 2008)
	Sulfures disséminés	N1A-13	Contiennent entre 2 et 25% de sulfures. (Trudel, 2008)
5) Péridotite serpentinisée noire	Péridotite serpentinisée noire	N1A-01, N1A-04, N1A-11, N1A-12, N1A-13, N1A-16, N1A-23	Se distingue de la péridotite serpentinisée grise par son plus fort magnétisme, sa couleur et la présence de veinules de chrysotile.
	Péridotite chloritisée verte	N1A-14	De minces bandes chloritisées avec de larges cristaux de magnétite.

## Liste des lithologies, de leur description et leurs lames minces. (suite)

5) Péridotite serpentinisée noire	Péridotite serpentinisée grise de bordure ou d'altération	N1A-03, N1A-15. N1A-23	Une altération possible de la péridotite serpentinisée noire près des inclusions et intrusions dans les forages. Montre un passage progressif du noir au gris, avec perte de magnétisme associée.
	Paragneiss à biotite		Cette roche de couleur brune est très riche en biotite et montre une foliation bien développée. Malgré le nom, elle est différente de l'unité de même nom dans la séquence inférieure de paragneiss.
6) Séquence supérieure de paragneiss	Paragneiss à biotite et grenats		Similaire à la précédente, mais avec la présence de porphyroblastes de grenat.
	Conglomérat ou brèche à fuchsite	N1A-19	Cette unité montre des fragments d'autres roches, dans une matrice verte de fuchsite. Ne se rencontre que dans les trous TF-50-07 et TF-51-07, où elle se situe immédiatement après la péridotite serpentinisée noire, et dans le trou TF-03-07 de l'anomalie « C ».
7) Intrusions et inclusions	Intrusion de pegmatite blanche		Fréquente intrusion dans toutes les unités décrite précédemment.
	Intrusion de pegmatite rose		Fréquente intrusion dans toutes les unités décrite précédemment.



## Liste des lithologies, de leur description et leurs lames minces. (suite)

7) Intrusions et inclusions	Intrusion dans ultramafique		Intrusion autre que pegmatite dans les roches ultramafiques.
	Inclusion dans ultramafique	N1A-03, N1A-04, N1A-15	Roche d'origine autre que la péridotite se retrouvant à l'intérieur des péridotites serpentinisées.
8) Autres	Paragneiss de l'anomalie « C »	N1A-08, N1A-09	Ces roches contiennent des sulfures qui sont possiblement liés à la source de soufre pour les roches ultramafiques.

## 3.3 Étude des lames minces des roches silicatées

## 3.3.1 Roches silicatées

Les lames minces sont présentées dans un ordre similaire à leur interception dans les forages. La lame N1A-02 est dans la SIP, les lames N1A-07 à 09, et les lames N1A-20 à 22 sont dans la péridotite serpentinisée grise, les lames N1A-10 à 12 montrent la transition grise à noire, sans sulfures, les lames N1A-14 à 16, 03 et 23 sont dans la péridotite serpentinisée noire et la lame N1A-19 représente le conglomérat à fuchsite.

- N1A-02

TF-37-07 à 102,7m

Deux lithologies : le paragneiss à biotite, rencontré en premier dans le forage, et le gneiss quartzofeldspathique. Le premier se compose de 60-80% quartz, 15-35% biotite, 0-5% sillimanite, 1-2% plagioclase, montre une texture granoblastique du quartz indiquant une croissance des grains lors du métamorphisme, une foliation franche démontrée par la biotite et des porphyroblastes de sillimanite dans un lit riche en biotite. Le gneiss est composé de 40% de quartz, 27% de biotite, 25% de plagioclase (plus ou moins altéré en séricite), 5% de chlorite et 3% de pyrite. Ce gneiss montre une très faible foliation et de grandes tailles de

cristaux et possèdent une partie riche en pyrite. Vers le sommet de la lame, on remarque deux morceaux arrondis et boudinés, orientés dans la foliation, dans la figure 3.1.

Le paragneiss montre une variation granulométrique, par l'augmentation de la quantité de biotite vers le gneiss quartzofeldspathique et l'apparition de porphyroblastes de sillimanite. Ces facteurs indiquent l'augmentation de minéraux argileux dans la composition de la roche sédimentaire originelle.



**Figure 3.1 :** Lame N1A-02. Le gneiss quartzofeldspathique se trouve au sommet de la photo. Remarquez les deux morceaux boudinés plus pâles dans le paragneiss et la diminution de la granulométrie du paragneiss vers le haut.

- N1A-07

TF-52-07 à 308m

Péridotite serpentinisée grise à 75% de trémolite (dont 20% en porphyroblastes), 15% serpentine, 5% de porphyroblastes de chlorite et 5% magnétite. La magnétite est parfois automorphe (primaire) et en veines dans la serpentine (secondaire), la serpentine montre des pseudomorphes d'olivine arrondie.

- N1A-08

TF-52-07 à 310m

Zone altérée en carbonates dans la péridotite serpentinisée grise : 60% serpentine, 25% carbonates, 10% trémolite (avec quelques porphyroblastes), 3% chlorite, 2% magnétite. Cette lame-mince montre des veines et une altération en carbonate (probablement magnésite ou dolomite). La magnétite se retrouve principalement dans la zone moins altérée.

- N1A-09

TF-52-07 à 310,2m

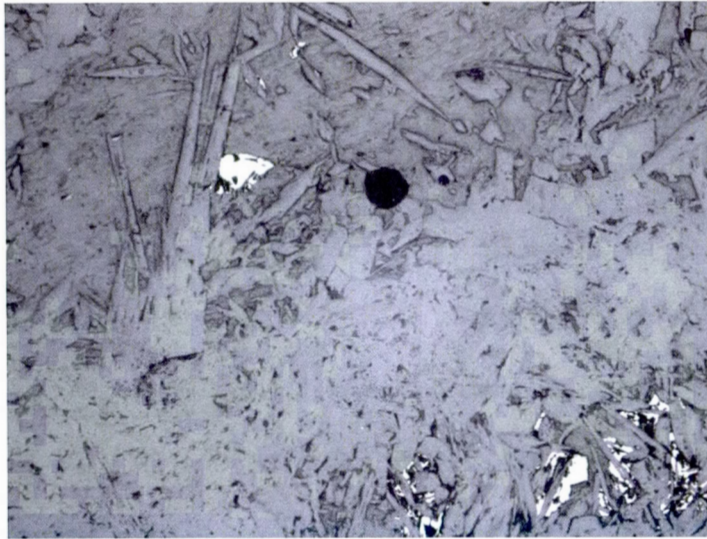
Continuation de la lame précédente. Zonation de la roche. Près du contact : 90% de carbonates (en porphyroblastes et en matrice) et 10% porphyroblastes de chlorite. Loin du contact : 45% serpentine, 25% chlorite (surtout en porphyroblastes), 15% carbonates en matrice, 10% trémolite, 5% magnétite. Des kinkbands sont visibles dans la chlorite.

- N1A-20

TF-01-07 à 35,1m

Deux unités : la péridotite serpentinisée grise, constituée presque entièrement de trémolite, et la péridotite serpentinisée verte, constituée de trémolite et de veines de chlorite. Ces veines montrent de la pyrrhotite et de la pentlandite, et sont recoupés par la croissance de la trémolite, visible dans la figure 3.2.





**Figure 3.2 :** Lame N1A-20, objectif 5x, lumière réfléchie. La trémolite (haut relief) croît dans les veines de chlorite (relief bas) en coupant la pyrrhotite (blanche).

- N1A-21

TF-01-07 à 36,4m

Péridotite serpentinisée grise à veinules noires contenant de la magnétite. La roche contient 60% de chlorite, 25% de trémolite (dont 5% en porphyroblastes) ainsi que 10% de serpentine et 5% de magnétite en pseudomorphe d'olivine.

- N1A-22

TF-01-07 à 41m

Péridotite serpentinisée grise à veinules noires contenant de la magnétite. Les veinules sont à 60% serpentine, 40% magnétite, alors que la péridotite est 55% chlorite, 35% de porphyroblastes de trémolite, 5% serpentine et 5% magnétite. Les veines sont parallèles entre elles.

- N1A-23

TF-52-07 à 366,5m

Contact entre la péridotite serpentinisée noire et la péridotite serpentinisée grise d'altération. PSN : 90% serpentine, 5% chlorite et 5% magnétite. PSG(A) : 50% serpentine, 40% carbonates, 5% chlorite et 5% magnétite.

- N1A-10

TF-52-07 à 321,9m

Péridotite serpentinisée grise à proximité de la péridotite serpentinisée noire. La roche contient 48% de serpentine, 25% de porphyroblastes de trémolite, 20% de chlorite (dont la moitié en porphyroblastes) et 7% de magnétite. La magnétite et une partie de la serpentine montrent des structures linéaires, similaires à la lame N1A-22. Les porphyroblastes ne sont pas orientés.

- N1A-11

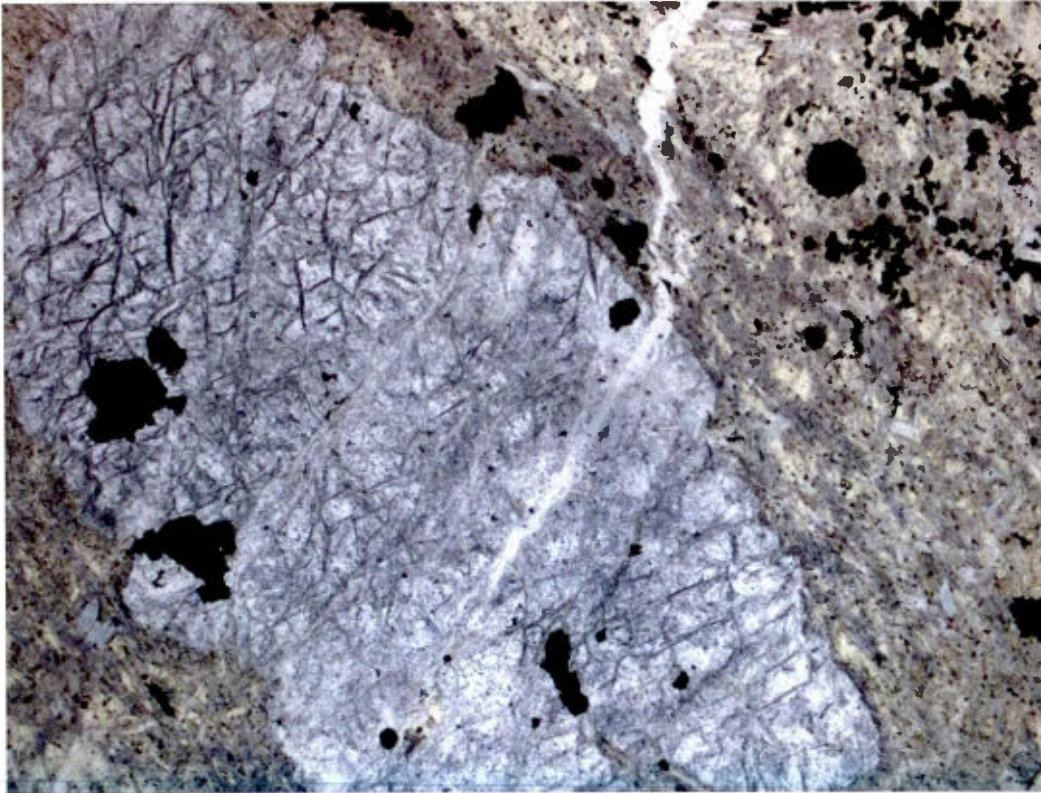
TF-52-07 à 322,3m

Suite de la lame précédente, elle se trouve au contact présumé des péridotites. La roche contient 62% de serpentine, 15% de porphyroblastes de chlorite, 13% de magnétite, 5% de trémolite en gerbe d'aiguilles. La magnétite et une partie de la serpentine prennent la forme de pseudomorphes d'olivine de forme arrondie, possiblement un cumulat.

- N1A-12

TF-52-07 à 322,6m

Suite de la lame précédente, elle se trouve dans la péridotite serpentinisée noire. Elle se sépare en deux parties, une riche en serpentine, et l'autre avec de la serpentine en pseudomorphe de grains arrondis d'olivine dans une matrice de chlorite et trémolite. Contient 15% de magnétite, souvent en cristaux arrondis. Un pseudomorphe de l'olivine est visible à la figure 3.3.



**Figure 3.3 :** Lame N1A-12, objectif 5x, lumière transmise. Serpentine en pseudomorphe d'olivine, dans une matrice de chlorite et trémolite. Notez les grains arrondis de magnétite.

- N1A-14

TF-52-07 à 362m

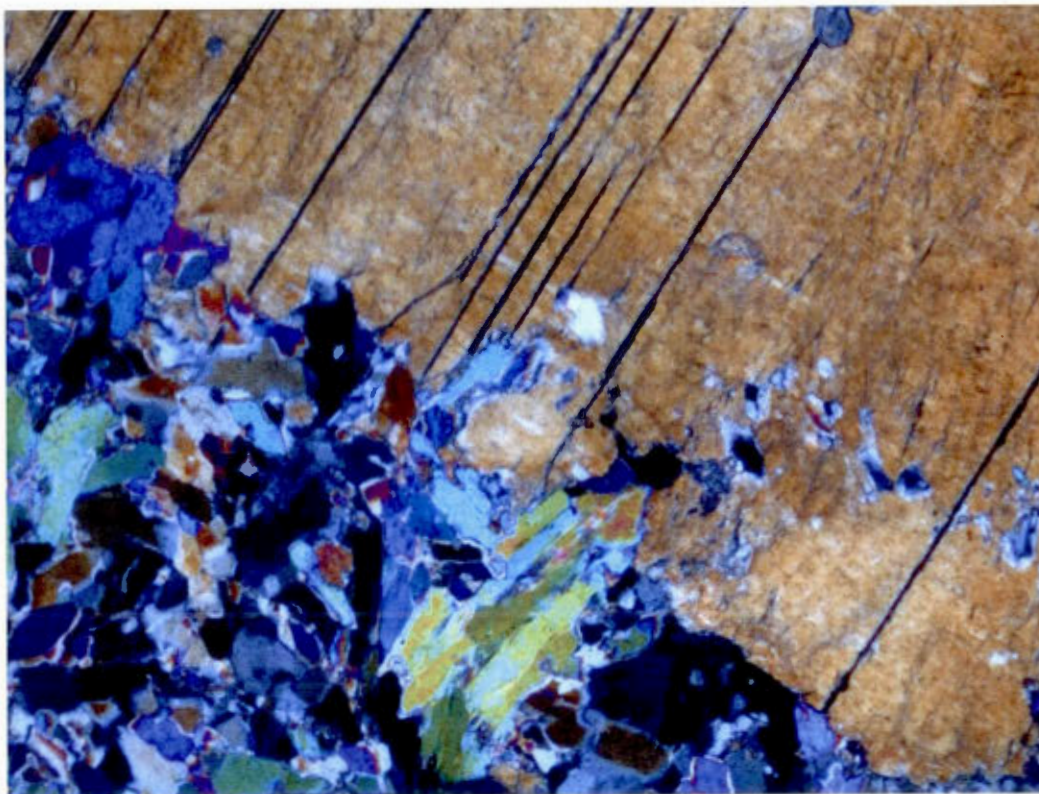
Péridotite chloritisée verte : 70% chlorite et 20% serpentine avec 10% de larges fragments de magnétite et de rares porphyroblastes de biotite. La foliation est très bien développée et la chlorite montre des ombres de pression autour des gros fragments de magnétite. Les plus petits fragments de magnétite sont orientés dans la foliation alors que la biotite est non-alignée.



- N1A-15

TF-52-07 à 367,5m

Contact entre la péridotite serpentinisée grise d'altération et une roche qui était identifiée comme une inclusion de paragneiss dans la description du forage. L'inclusion est en fait un très gros phénocrystal de diopside, qui fait au moins la moitié de la largeur de la lame. La péridotite serpentinisée grise d'altération est composée de 82% de trémolite, 10% de diopside et 8% de magnétite. La trémolite se développe au dépend de la diopside, ce qui est visible dans la figure 3.4.



**Figure 3.4 :** Lame N1A-15, objectif 5x, lumière transmise polarisée. Croissance des cristaux de trémolite (moitié inférieur gauche) à partir d'un phénocrystal de diopside.

- N1A-16

TF-52-07 à 369,5m

Altération rouge de la péridotite serpentinisée noire près de l'inclusion de la lame précédente. La péridotite serpentinisée noire dans cette lame montre un comportement bizarre : transparente en lumière naturelle et noire en lumière réfléchie, mais elle montre par endroit de la serpentine et de la chlorite. La lame-mince ne permet donc pas d'identifier l'altération. Nous attribuons ceci au polissage d'une lame-mince comportant deux roches de très différentes résistances. L'inclusion à ce point se compose de 50% de porphyroblastes d'actinote montrant un pléochroïsme vert dans une matrice d'amphiboles et de serpentine.

- N1A-03

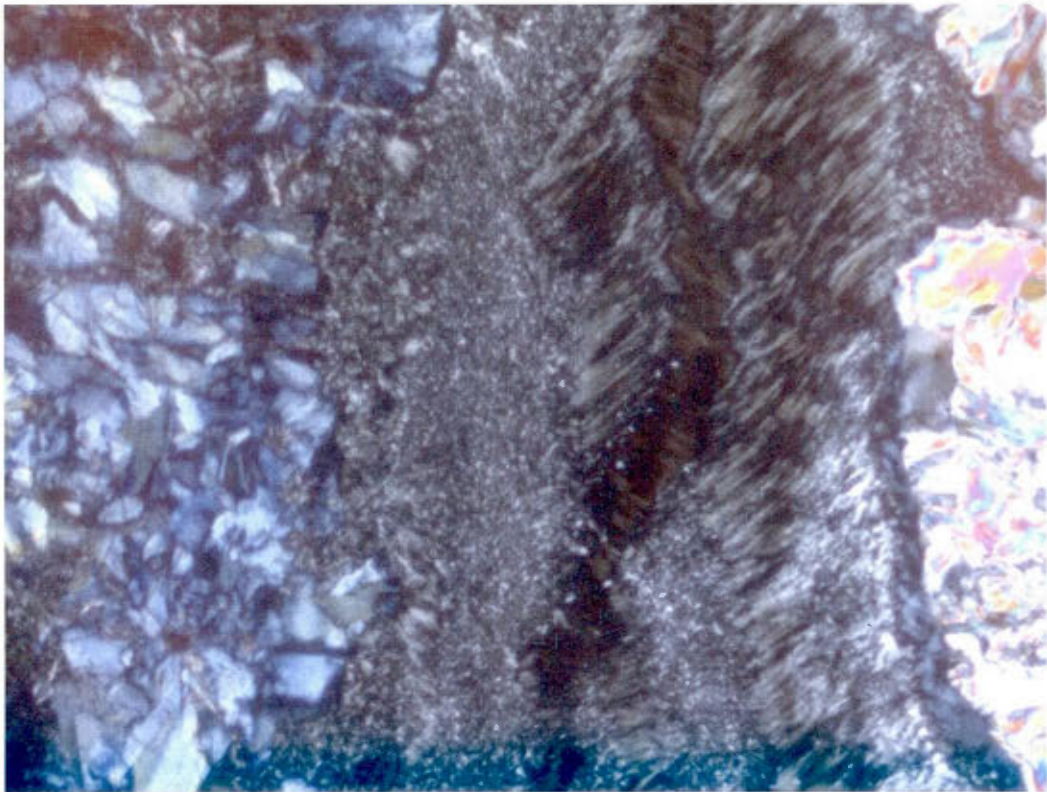
TF-20-07 à 55,75m

Contact inférieur de la péridotite serpentinisée noire avec une inclusion, à l'origine identifiée comme gneiss quartzofeldspathique vert. Celle-ci est plutôt composée de 60% de cristaux de clinopyroxène engrené s'altérant en une matrice de 35% de trémolite et de 5% serpentine. Le contact est net avec la péridotite serpentinisée noire, mais celle-ci montre le même phénomène que la roche précédente.

- N1A-04

TF-20-07 à 56,25m

Contact supérieur de l'inclusion de la précédente lame. L'inclusion forme une bande qui perce la péridotite serpentinisée noire. L'inclusion se forme de 20% de cristaux d'épidote (haut relief et biréfringence bleue anormale) et de 5% de cristaux de clinopyroxènes, les deux bien formés, avec 10% de spinelle, dans 60% de matrice de trémolite et serpentine et avec une veine de quartz comptant pour 5% de la roche. La péridotite serpentinisée noire montre le même problème que les deux lames précédentes. Autour de la bande de l'inclusion dans la péridotite serpentinisée noire, on note un zonage chlorite -> épidote -> serpentine, comme visible dans la figure 3.5



**Figure 3.5 :** Lame N1A-04, objectif 5x, lumière polarisée. Zonation près de la bande de l'inclusion. De droite à gauche : trémolite ou clinopyroxène de l'inclusion, chlorite dans la péridotite et épidote dans la péridotite.

- N1A-23

TF-52-07 à 366,5m

Passage de la péridotite serpentinisée noire à la péridotite serpentinisée grise d'altération près d'une inclusion. La péridotite serpentinisée noire se compose de 90% de serpentine avec 5% de chlorite et 5% de magnétite. La péridotite serpentinisée grise se compose de 50% de serpentine, 40% de carbonates, 5% de chlorite et 5 % de magnétite.



- N1A-19

TF-03-07 à 93,2m

Conglomérat à fuchsite. Le conglomérat, ou brèche, se compose de fragments de paragneiss à muscovite et de quartzite dans une matrice composée principalement de fuchsite, montrant des kinkbands. Le paragneiss se compose de 74% de quartz, 15% de muscovite de petite taille, 10% de minéraux argileux et 1% de pyrite et magnétite. Les fragments sont bien orientés dans la foliation.

### 3.3.2 Roches avec présence de sulfures

Voici les lames minces dans lesquelles des sulfures sont présents : la lame N1A-01 qui correspond au contact entre deux roches ultramafiques en présence de sulfures, les lames de sulfures massifs et semi-massifs 20, 21, N1A-05 et N1A-06, la lame de sulfures disséminés N1A-13, et les lames montrant des sulfures dans les paragneiss N1A-17 et N1A-18. À noter que la vallériite est discutée dans le chapitre IV, et ne sera abordée que brièvement ici.

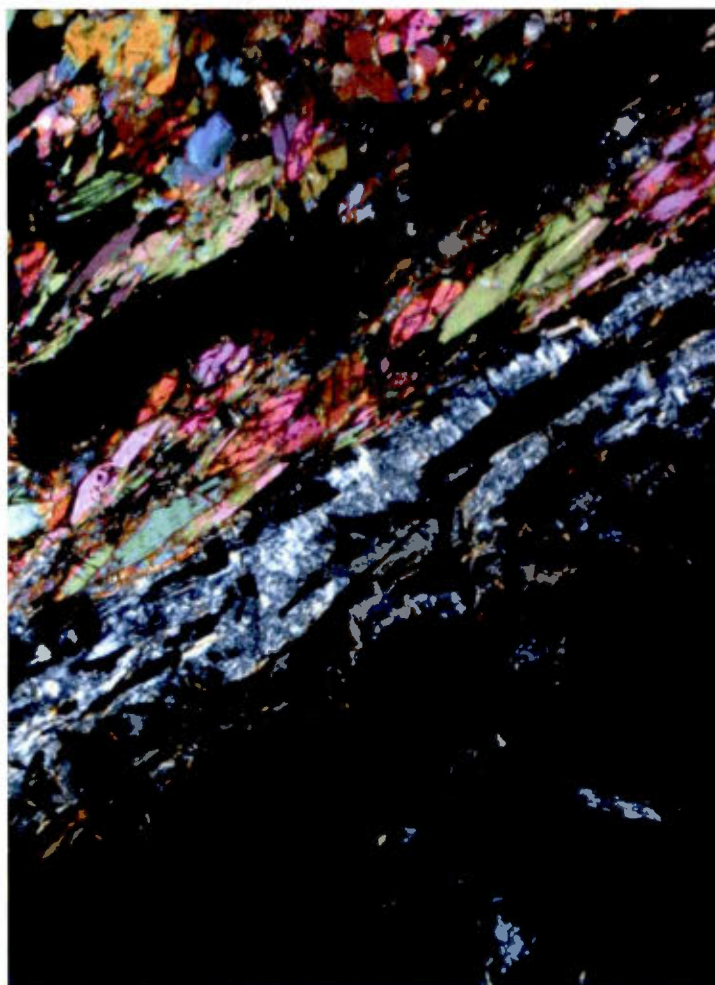
- N1A-01

TF-29-07 à 276,8m

Cette lame montre le contact entre les deux péridotites en présence de sulfures massifs.

La péridotite serpentinisée grise se compose à 80% de trémolite en porphyroblastes non-orientés et en matrice avec 5% serpentine, 5% de chlorite et 5% de magnétite. Elle contient 4% de pyrrhotite et 1% de chalcopryrite près du contact avec les sulfures. La zone de sulfures se compose de 50% de pyrrhotite, 25% de chalcopryrite, 10% de magnétite, 5% de pentlandite, 1% de chlorite et 1% de trémolite. La magnétite et la serpentine se présentent en cumulats bréchifiés (la serpentine en pseudomorphe d'après l'olivine). La péridotite serpentinisée noire est constituée de 73% serpentine, 10% pyrrhotite, 5% chlorite, 5% chalcopryrite, 4% magnétite, 2% trémolite et 1% pentlandite.

Le contact entre la péridotite serpentinisée grise et les sulfures est net. Celui-ci est marqué par le passage de porphyroblastes de trémolite à de la serpentine et à la réorientation des porphyroblastes, visible sur la figure 3.6. Le contact des sulfures avec la péridotite serpentinisée noire est moins clair et il est marqué par une mince bande de sulfures associés sous laquelle se retrouvent de la serpentine qui a grandi en aiguilles. Cette texture se retrouve dans les sulfures présents dans la péridotite serpentinisée noire, en majeure partie dans la direction du forage (et ainsi de la PSN).

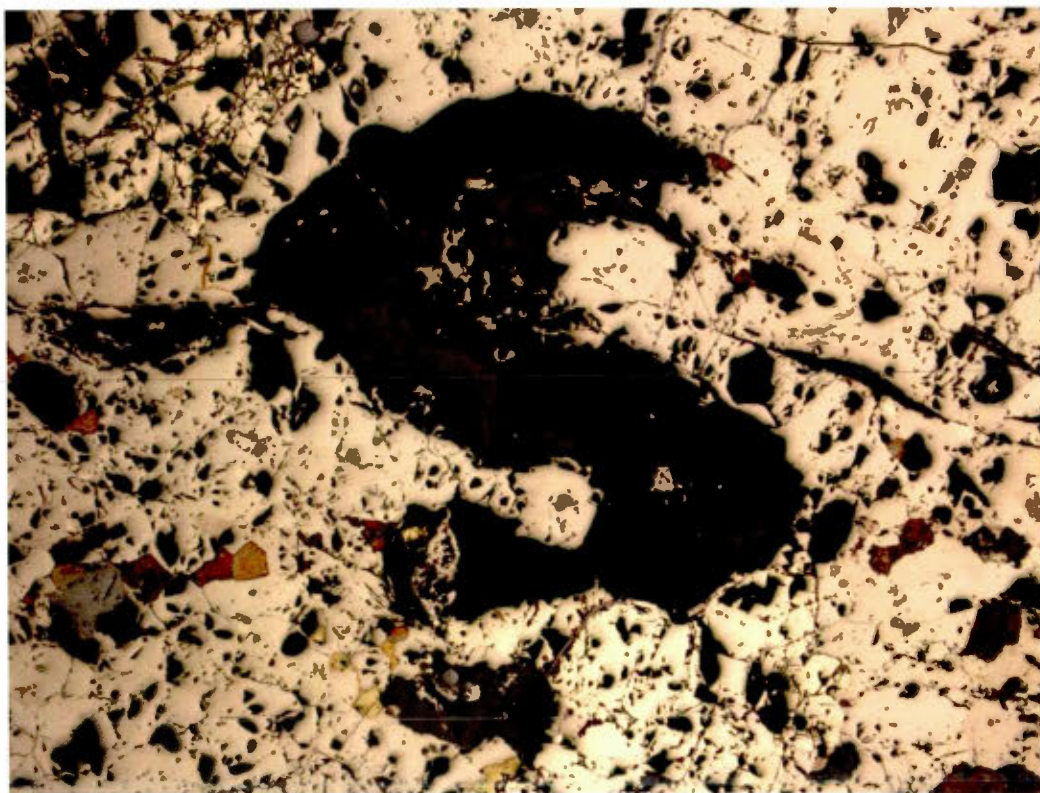


**Figure 3.6 :** Lame N1A-01, objectif 5x, lumière transmise polarisée. Contact entre la PSG (au-dessus et à gauche) et la zone de sulfures. Remarquez la serpentine (en blanc-gris) au contact et l'orientation des porphyroblastes de trémolite (multicolores) dans le sens du contact.

- 20

TF-40-07 à 246,75m.

Sulfures massifs avec 16,88 g/t de platine. La lame se compose à 60% de pyrrhotite, 20% de serpentine en pseudomorphe d'olivine en cumulat, 10% de magnétite en cumulat, 5% de chalcoppyrite, 3% de pentlandite et 2% de vallériite. On note la présence d'une structure en S, visible à la figure 3.7 et la concentration de la pentlandite en une bande suivant le contour d'une des masses de serpentine, visible dans les figures 3.8 et 3.14.



**Figure 3.7 :** Lame 20, objectif 5x, lumière réfléchie. Figure en « S » formée de serpentine (gris foncé) et de vallériite (gris-jaunâtre) dans la pyrrhotite (rose), près de deux grains de pentlandite (blanc-rose).





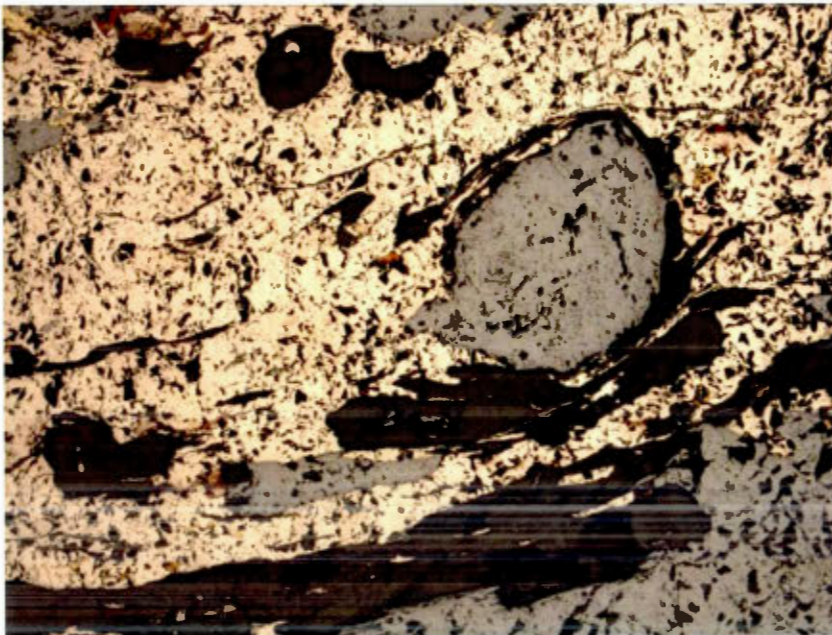
**Figure 3.8 :** Lame 20, panorama d'images faites avec l'objectif 5x, lumière réfléchie. Concentration de cristaux de pentlandite (blanc) et de magnétite déformés (gris) près du contact avec la serpentinite (gris foncé, coin inférieur gauche). Notez également la forme de cumulat des grains de serpentinite et de magnétite au-dessus de cette bande.



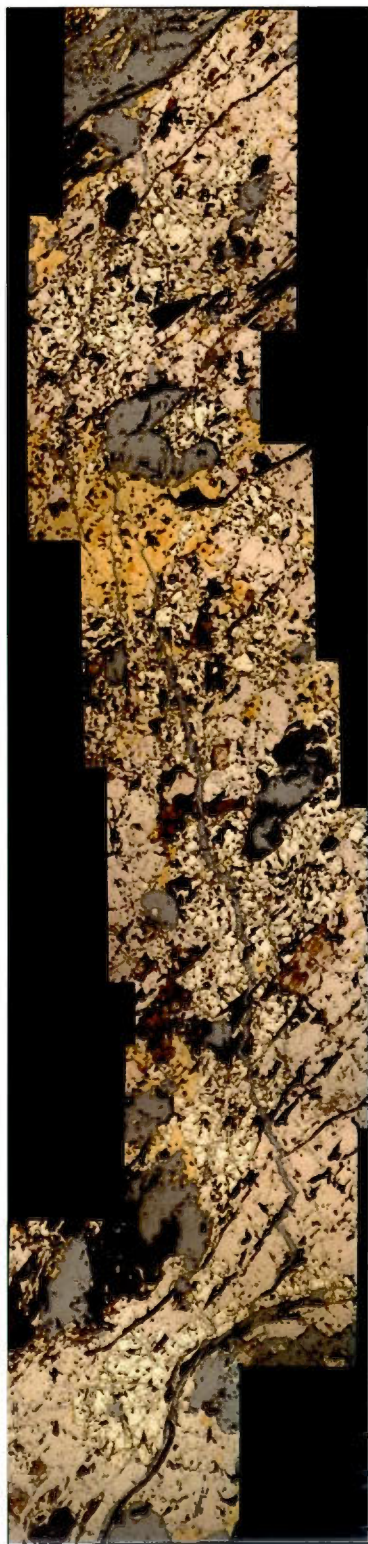
- 21

TF-47-07 à 160,45m.

Sulfures massifs avec 5,25g/t de platine et 6,73 g/t de palladium. Cette lame montre trois « zones » de concentrations et de déformations différentes. La première contient 60% de pyrrhotite, 20% de magnétite sous forme de cumulat, 10% de chalcoppyrite xénomorphe, 5% de serpentine en pseudomorphe d'olivine en cumulat, 5% de pentlandite et des traces de vallériite. La seconde zone contient 40% de pyrrhotite, 25% de magnétite en cumulat ou en agglomérations déformées, 15% de pentlandite principalement concentrée autour d'une veinule de magnétite et de serpentine visible dans la figure 3.10 et 3.14, 10% de chalcoppyrite et 10% de serpentine déformée. Dans cette zone, on observe également une structure porphyroclastique de la magnétite, visible dans la figure 3.9. La troisième zone comporte 25% de chalcoppyrite, 25% de magnétite, 20% de serpentine, 20% de pyrrhotite et 10% de pentlandite. La magnétite et la serpentine dans cette zone sont allongées et déformées.



**Figure 3.9 :** Lame 21, objectif 5x, lumière réfléchie. Grain arrondi de magnétite (gris) entraînant la serpentine (gris foncé) dans sa rotation.



**Figure 3.10 :** Lame 21, panorama avec l'objectif 5x, lumière réfléchie. Concentration de pentlandite (blanc) autour d'une mince veinule de magnétite (gris) et serpentine (gris foncé), sub-perpendiculaire à la direction de la déformation. Notez le grain de chalcopryrite (jaune) qui semble déplacer la veine.

- N1A-05

TF-43-07 à 236,1m.

Présence de magnétite dans les sulfures massifs. Cette lame se compose de 50% de magnétite, 40% pyrrhotite, 5% serpentine, 3% pentlandite, 1% carbonate, 1% vallériite et des traces de chalcopryrite. Ce qui semblait être des cristaux de magnétite avec des sulfures dans les fractures sont en fait des agglomérations de cristaux automorphes à hypidiomorphes de magnétite. La pentlandite et la chalcopryrite sont présentes en exsolutions dans la pyrrhotite et, dans le cas de la pentlandite, également en cristaux.

- N1A-06

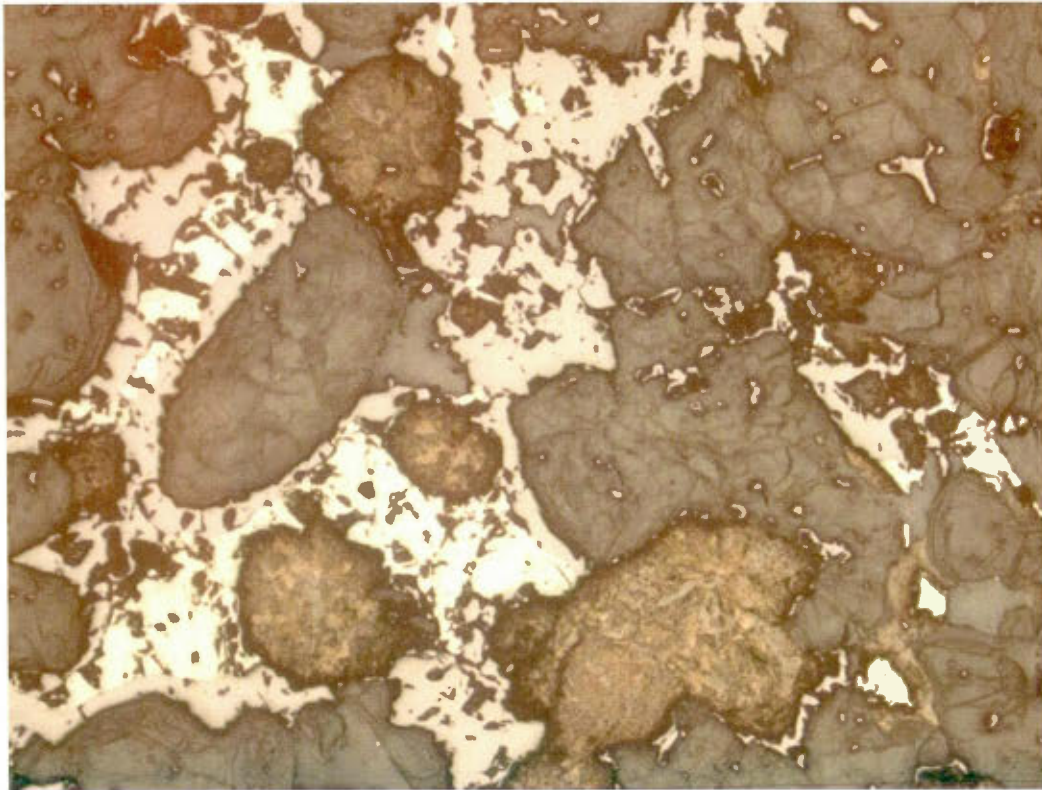
TF-43-07 à 26,4m.

Sulfures semi-massifs en contact avec les sulfures massifs. Les sulfures massifs se composent de 72% pyrrhotite, 20% magnétite, 5% serpentine, 3% pentlandite et des traces de chalcopryrite et de vallériite. Il s'agit de la même roche que la lame précédente. La pentlandite se concentre dans une bande linéaire déformée au contact avec la zone de sulfures semi-massifs, visible dans les figures 3.11 et 3.14. Cette bande comporte des fragments des minéraux de la zone de sulfures semi-massifs. La zone de sulfures semi-massifs est composée de 60% de serpentine, 12% de pyrrhotite, 10% de magnétite, 10% de vallériite, 5% de carbonates, 3% de chlorite et des traces de pentlandite en exsolution dans la pyrrhotite. La serpentine et la vallériite forment des grains arrondis, parfois déformés. La magnétite forme une couche autour de la serpentine et la pyrrhotite se retrouve à l'intérieur de la matrice. Cette relation est visible dans la figure 3.12.





**Figure 3.11 :** Lame N1A-06, panorama avec l'objectif 5x, lumière réfléchie. Fait toute la largeur de la lame. Bande riche en pentlandite (blanche) au contact avec la zone de sulfures semi-massifs (en bas) et les sulfures massifs (au sommet). Cette bande est marquée par l'allongement et les déformations subis par la serpentine (gris foncé) et la magnétite (gris-bleuté).



**Figure 3.12 :** Lame N1A-06, objectif 5x, lumière réfléchie. La serpentine (gris) et la valleriite (jaune-gris) prennent des formes arrondies. La magnétite (rose) forme une couche autour de la serpentine. L'intérieur de la matrice se compose de pyrrhotite (blanche).

- N1A-13

TF-52-07 à 349,8m

Sulfures disséminés entre deux veines de chrysotile. À l'extérieur des veines, la roche est constituée de 80% de serpentine, 10% de chlorite et 10% de magnétite. À l'intérieur, la roche se compose de 60% de serpentine, 15% de chlorite, 15% de trémolite, 5% de carbonates, 2% de porphyroblastes d'anthophyllite et de 2% de pyrrhotite avec des exsolutions de pentlandite. Les sulfures tracent de minces lignes, probablement dans les interstices entre les anciens cristaux d'olivine.

- N1A-17

TF-03-07 à 91,7m.

Sulfures dans une zone de faille dans un paragneiss. Le paragneiss se compose à 63% de quartz, 20% de plagioclase altéré en séricite, 10% muscovite, 5% pyrite en grains et 2% biotite. La zone riche en sulfures comportent 65% de quartz, 15% de pyrite entre les grains de quartz, 12% de muscovite, 3% de plagioclase altéré en séricite, 3% de biotite, 2% de carbonates associés à la pyrite. Les carbonates ne sont pas présents à l'extérieur de cette zone.

- N1A-18

TF-03-07 à 93,2m.

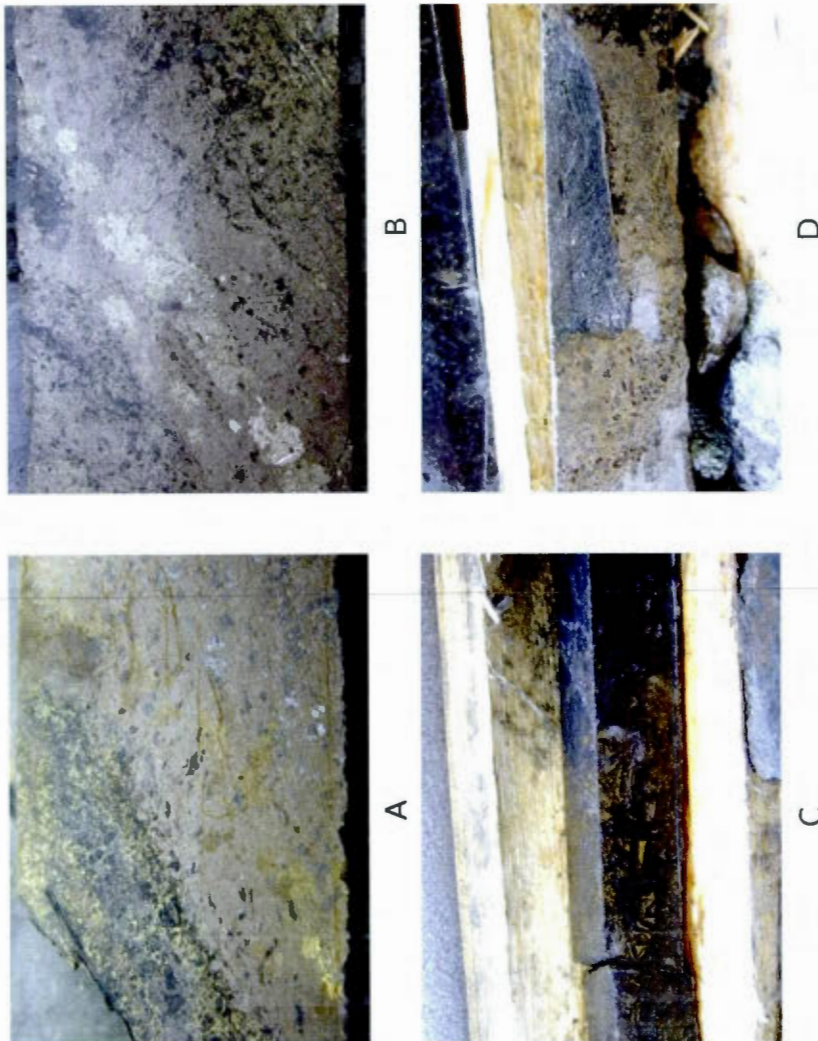
Sulfures dans la foliation d'un paragneiss. La roche se compose de 45% quartz, 15% cordiérite, 10% pyrite, 10% pyrrhotite, 8% muscovite, 5% anthophyllite, 5% grenats et 2% biotite. La pyrite est automorphe dans la pyrrhotite. Ces sulfures se concentrent dans une bande riche en grenats, en anthophyllite et en biotite, alors que la roche à l'extérieur de cette bande se compose de quartz – cordiérite – muscovite.

### 3.3.3 Texture des sulfures visibles dans les carottes de forage

Les sulfures montrent certaines structures et textures visibles à l'œil nu, des exemples sont présentés dans la figure 3.13. La carotte « A » montre une ségrégation de la chalcopyrite dans les silicates et une bande de pentlandite parallèle à celle de la chalcopyrite. La carotte « B » montre également une bande de pentlandite. La carotte « C » montre la croissance de cristaux allongés d'olivine, maintenant serpentinisée, dans les sulfures (ici de la chalcopyrite, mais on retrouve cette texture dans la pyrrhotite également). La carotte « D » montre une péridotite serpentinisée noire prise dans les sulfures massifs (la même structure à l'origine de la lame N1A-06). La carotte « B » provient de TF-66-08, les autres de TF-60-08. Les bandes de pentlandite sont également visibles en lames minces, tel que démontré dans la figure 3.14. Les cristaux de pentlandite sont plus gros dans les trous de forage à l'est que ceux à l'ouest :



ils atteignent 1cm dans le trou TF-60-08 de la section 0+390E, alors qu'ils atteignent à peine 2mm dans le trou TF-67-08 de la section 0+238W.



**Figure 3.13 :** Exemples de textures et de structures visibles dans les sulfures. A) Ségrégation de la chalcopyrite dans les silicates à la bordure d'une zone de sulfure et une bande de cristaux de pentlandite parallèle à bordure. B) Bande de cristaux de pentlandite. C) Croissance de cristaux allongés d'olivine (par la suite serpentinisée) dans les sulfures (ici, de la chalcopyrite). D) Claste de péridotite serpentinisée noire dans les sulfures massifs.



**Figure 3.14 :** Bandes de pentlandite dans les sulfures massifs. Les traits noirs indiquent les limites de la bande dans les lames 20 et N1A-06, alors que le trait noir dans la lame 21 correspond à la veinule de magnétite et de serpentine autour de laquelle la pentlandite se concentre. Notez que la bande dans la lame 20 passe près de serpentine en pseudomorphe d'olivine (vert pâle, coin inférieur) et la position près de la zone de sulfures semi-massifs dans la lame N1A-06, zone qui a conservé la texture originale de cumulat.

### 3.4 Analyses au microscope électronique à balayage (MEB)

Pour étudier certains minéraux et vérifier leur contenu en métaux, nous avons analysé les lames minces au MEB de façon qualitative. Nous avons porté une attention particulière aux sulfures d'intérêt économique, soit la pentlandite, la chalcopryrite, la vallériite, la cobaltite et les minéraux de palladium; toutefois nous n'avons pas pu trouver de minéraux de platine. Pour tout ce qui touche à la vallériite, nous en discuterons dans le chapitre IV. Les valeurs présentées sont à titre indicatif uniquement. Les pourcentages donnés sont atomiques, et non massiques.

La pentlandite, dont les valeurs obtenues sont présentées dans le tableau 3.2, contient comme métaux d'intérêt économique du nickel, du cobalt et, rarement, du cuivre. Le minéral est observé principalement en cristaux, mais également en flammes d'exsolution dans la pyrrhotite (l'échantillon 02 de la lame N1A-06).

**Tableau 3.2**

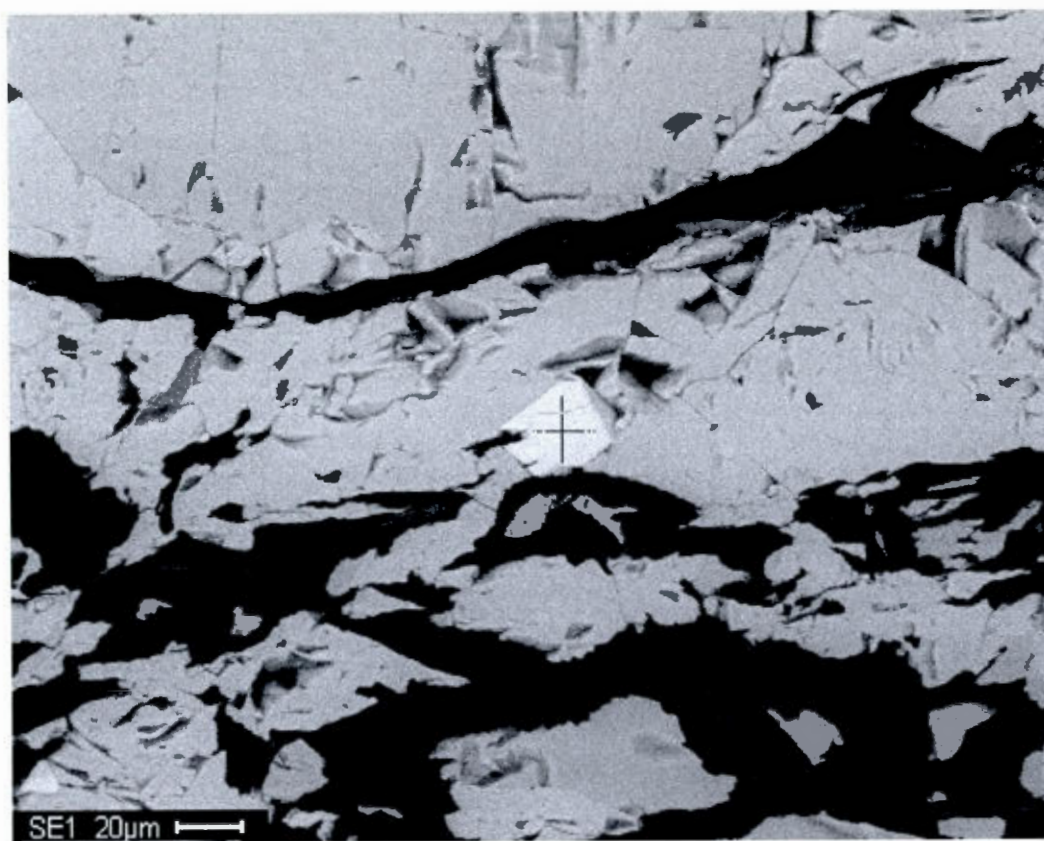
Composition (analyse qualitative) de la pentlandite. \*Résultats recalculés pour éliminer l'anomalie en carbone.

Lame Mince	20		N1A-06		
Minéral Éléments (%)	01	02	01*	02	03
O	15,85	16,49	23,33	22,54	16,13
Mg	4,68	4,43	7,11	9,92	5,64
Si	2,00	2,08	2,90	4,09	2,62
S	36,24	35,98	28,31	31,53	35,66
Fe	22,69	22,03	20,45	24,73	21,15
Co	1,79	1,64	2,07	1,02	2,34
Ni	16,76	15,07	15,10	6,17	16,46
Cu	-	2,29	0,73	-	-

La chalcopryrite a été mesurée dans la lame 21 : elle contient 49,63% de sulfure, 30,54% de fer et 19,83% de cuivre.



La cobaltite se trouve en rares petits cristaux automorphes dans les sulfures, généralement dans la pentlandite elle-même, dont un exemple est visible dans la figure 3.15. Dans le cristal mesuré, elle contient 13,50% de cobalt.



**Figure 3.15 :** Lampe N1A-06 au MEB. Cristal automorphe de cobaltite (blanc) dans la pentlandite (gris pâle) avec des fragments allongés de serpentine (noir) et de vallériite (gris foncé, dans la serpentine). Le cristal se situe dans la bande de pentlandite concentrée au contact avec la zone de sulfures semi-massifs, vue dans les figures 3.12 et 3.16.

Les minéraux de palladium ont des compositions variées : dans les minéraux mesurés, il y en a qui sont riches en bismuth, d'autres riches en antimoine et d'autres riches en antimoine et nickel. Les éléments toujours présents sont le palladium, le soufre, l'oxygène, le magnésium et, souvent, le tellure. Nous l'avons observé en trois points dans la lame 21, avec des associations différentes. Leurs compositions sont données dans le tableau 3.3.

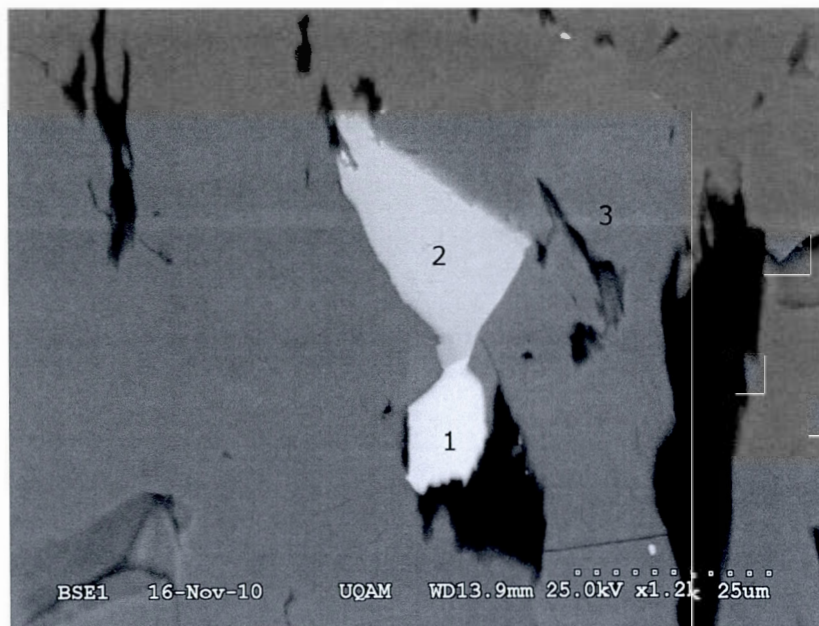
**Tableau 3.3**

Composition (analyse qualitative) des minéraux de palladium.

Site	A			B		C
Minéral / élément (%)	A1	A2	A3	B1	B2	C1
O	27,44	19,77	28,08	24,46	29,85	44,87
Mg	6,28	8,15	6,3	4,95	6,72	11,15
Si	2,57	3,16	2,91	2,30	3,26	4,85
S	14,33	12,29	24,18	16,37	14,11	3,74
Pd	9,78	8,21	3,71	9,04	8,74	12,46
Sb	1,59	14,90	0,37	1,06	0,94	9,84
Te	9,47	7,07	3,11	8,55	8,09	-
Fe	14,32	13,01	16,88	15,74	13,17	11,69
Co	0,74	0,69	1,09	0,89	0,58	0,42
Ni	2,27	12,75	8,62	1,67	1,42	-
Bi	11,19	-	4,67	10,92	10,04	0,57
Cu	-	-	-	4,06	3,08	0,42

Le site « A » comprend deux cristaux de minéraux de palladium, ainsi que quelques autres minéraux sur les bordures d'un cristal de pentlandite, visibles à la figure 3.16. Le cristal plus foncé « A2 » est riche en antimoine et nickel; « A1 » est riche en bismuth; « A3 »

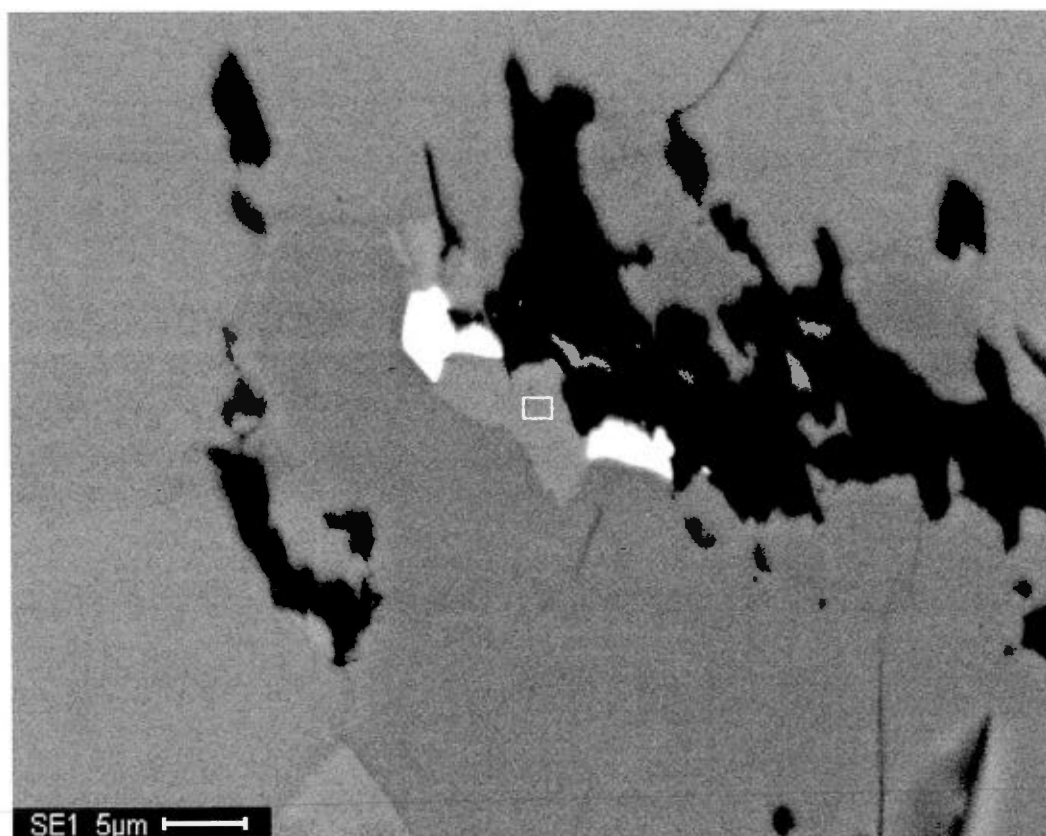
est une inclusion dans la pentlandite et semble être riche en bismuth également, mais les valeurs sont masquées par la pentlandite.



**Figure 3.16 :** Site « A » au MEB. Les cristaux de minéraux de palladium (1 et 2) sont clairs, la pentlandite (3) est en gris légèrement plus clair que le reste des sulfures (pyrrhotite) et contient de très petits grains de minéraux de palladium (points blancs). La serpentine est en noir.

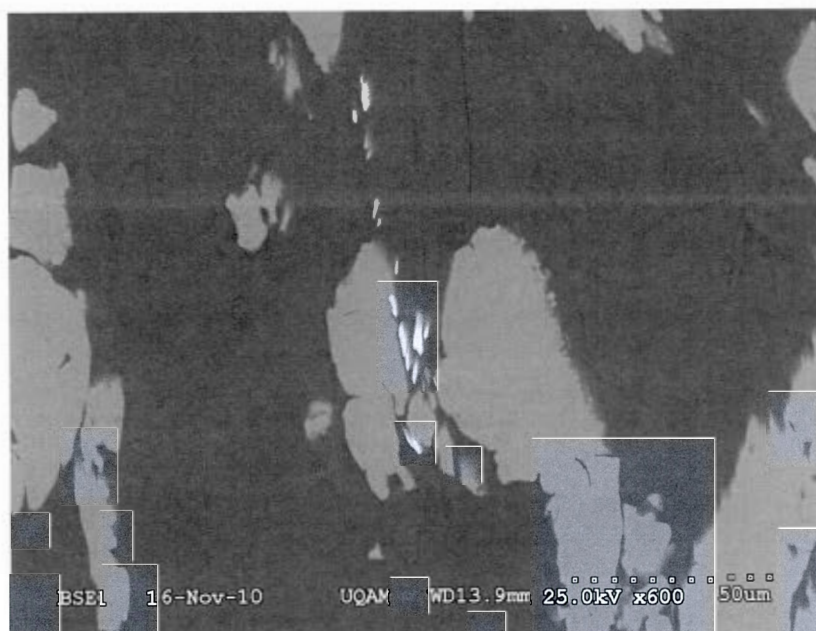
Le site « B » se caractérise par la présence de cuivre dans les minéraux de palladium et dans les sulfures entourant ces minéraux (un peu plus de 2% pour les deux). Les deux cristaux sont de type riche en bismuth et sont associés, comme dans le site « A » à un cristal de pentlandite, près de la serpentine, visible dans la figure 3.17.





**Figure 3.17 :** Site « B » au MEB. Les deux cristaux de minéraux de palladium (blanc) sont associées à une pentlandite (gris clair, sélectionné par un carré blanc) et de la serpentine (noir) dans de la pyrrhotite (gris plus foncé).

Le site « C » présente des flammes de minéraux de palladium dans la serpentine au contact avec de la magnétite, visibles dans la figure 3.18. Elles sont d'une variété riche en antimoine. On note également qu'elles contiennent plus d'oxygène, moins de soufre et aucun tellure, ce qui les distingue des autres sites. Ceci est probablement une conséquence des minéraux avoisinants très différents des autres sites : ils se retrouvent près de magnétite et de serpentine, alors que les sites « A » et « B » sont dans les sulfures.



**Figure 3.18 :** Site « C » au MEB. Flamme de minéraux de palladium dans la serpentine (gris foncé) au contact avec des grains de magnétite (gris).

### 3.5 Analyses statistiques

Les analyses statistiques portent sur deux aspects : les relations entre les métaux, et la différenciation spatiale est-ouest. La séparation se fait sur la section 0+000 qui se situe pratiquement au centre du gîte (figure 1.9) et dont les forages sont plus pauvres que ceux des sections avoisinantes.

#### 3.5.1 Relations entre les métaux

L'analyse de corrélation a donné les valeurs présentées dans le tableau 3.4. Les résultats indiquent que le nickel et le cobalt présentent une forte corrélation et que le palladium présente une faible corrélation avec tous les autres métaux, mais seulement dans les sulfures disséminés (pour les valeurs de nickel entre 0,3% et 0,8%).

L'autre technique pour représenter les corrélations est de calculer une régression linéaire dans les graphiques de type « nuage de points » dans Microsoft Excel. Les résultats sont présentés dans le tableau 3.5. Seul le nickel et le cobalt montrent une corrélation significative.

**Tableau 3.4**

Facteur de corrélation  $R^2$ , obtenu par le calcul du coefficient de corrélation linéaire dans Microsoft Excel.

0,3% < Ni < 0,8%	Ni	Cu	Pt	Pd	Co
Ni	1,000				
Cu	0,150	1,000			
Pt	0,143	0,116	1,000		
Pd	0,251	0,359	0,263	1,000	
Co	0,625	0,199	0,026	0,352	1,000
0,8% < Ni < 1,5%	Ni	Cu	Pt	Pd	Co
Ni	1,000				
Cu	-0,106	1,000			
Pt	-0,087	0,025	1,000		
Pd	0,119	0,215	0,175	1,000	
Co	0,409	-0,070	-0,118	0,006	1,000
Ni > 1,5%	Ni	Cu	Pt	Pd	Co
Ni	1,000				
Cu	-0,114	1,000			
Pt	-0,074	0,093	1,000		
Pd	0,188	-0,063	0,208	1,000	
Co	0,653	-0,081	-0,005	0,234	1,000

**Tableau 3.5**

Formules et facteurs de corrélation entre les métaux, calculés par régression linéaire. Le métal « x » est sur les rangées.

0,3% < Ni < 0,8%	Cu	Pt	Pd	Co
Ni	$y = 0,5881x + 0,1508$ $R^2 = 0,0226$	$y = 0,3144x - 0,0141$ $R^2 = 0,0206$	$y = 1,5196x - 0,0817$ $R^2 = 0,0631$	$y = 0,0988x - 0,0137$ $R^2 = 0,391$
Cu	-	$y = 0,5547x + 0,4113$ $R^2 = 0,129$	$y = 0,0648x + 0,1097$ $R^2 = 0,0134$	$y = 0,008x + 0,0306$ $R^2 = 0,0397$
Pt	-	-	$y = 0,7258x + 0,5526$ $R^2 = 0,0692$	-
0,8% < Ni < 1,5%	Cu	Pt	Pd	Co
Ni	$y = -0,3995x + 1,0431$ $R^2 = 0,0112$	$y = -0,6019x + 0,9773$ $R^2 = 0,0075$	$y = 0,6348x + 0,3879$ $R^2 = 0,0142$	$y = 0,0466x + 0,0174$ $R^2 = 0,1674$
Cu	-	$y = 0,0465x + 0,28$ $R^2 = 0,0006$	$y = 0,304x + 0,9119$ $R^2 = 0,0464$	$y = -0,0021x + 0,0704$ $R^2 = 0,0048$
Pt	-	-	$y = 0,1338x + 1,0527$ $R^2 = 0,0305$	-
Ni < 1,5%	Cu	Pt	Pd	Co
Ni	$y = -0,2205x + 0,9552$ $R^2 = 0,013$	$y = -0,1564x + 0,5382$ $R^2 = 0,0054$	$y = 0,8191x - 0,0867$ $R^2 = 0,0354$	$y = 0,0706x - 0,0226$ $R^2 = 0,4262$
Cu	-	$y = 0,1018x + 0,1823$ $R^2 = 0,0086$	$y = -0,1429x + 1,5705$ $R^2 = 0,004$	$y = -0,0045x + 0,1161$ $R^2 = 0,0065$
Pt	-	-	$y = 0,4282x + 1,3937$ $R^2 = 0,0434$	-

### 3.5.2 Relations est-ouest

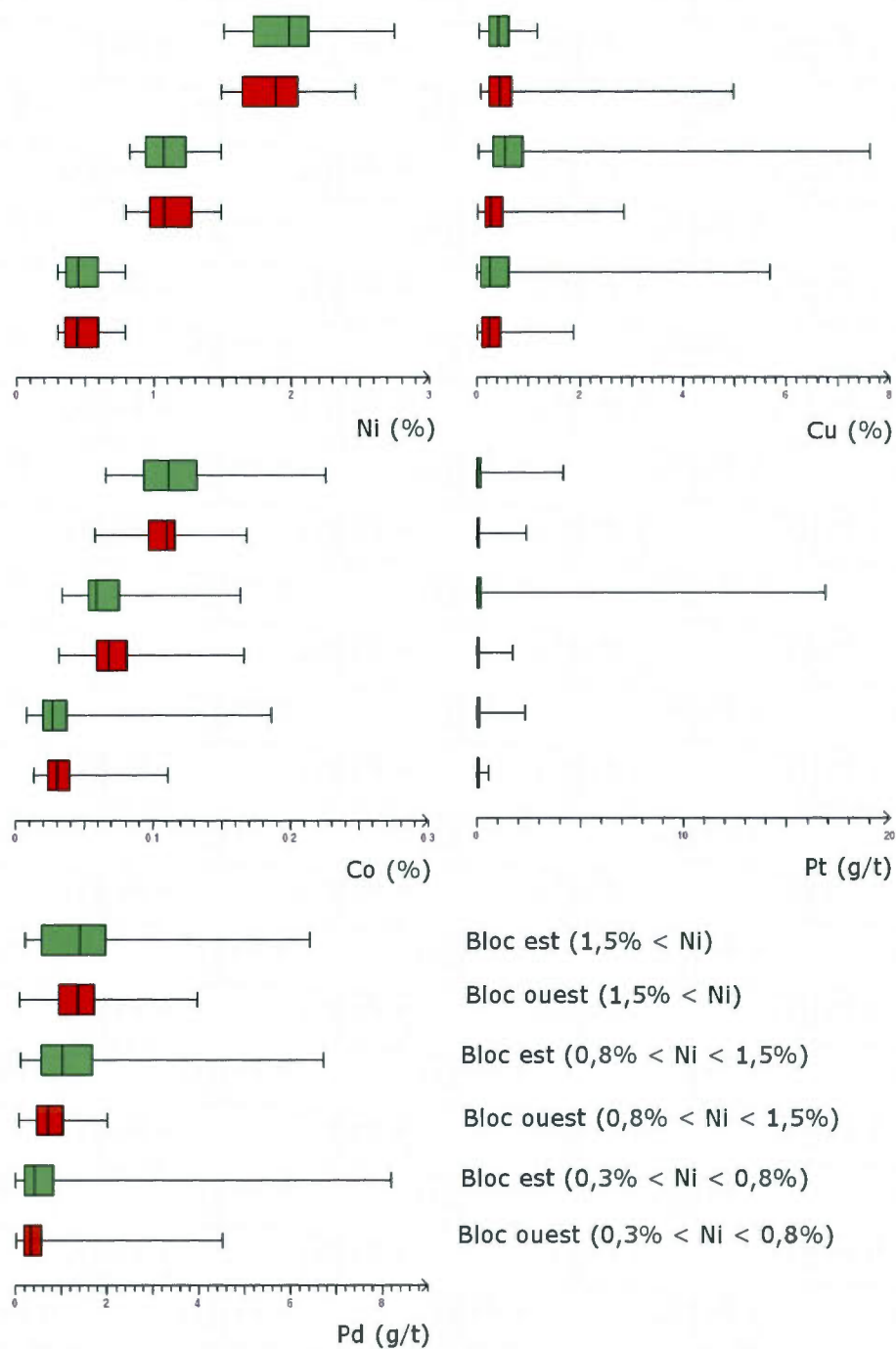
Comme mentionné précédemment, nous avons séparé le gîte en deux blocs, est et ouest, divisés par la section 0+000, plus pauvre en sulfures (figure 1.9). Nous avons ensuite préparé un diagramme en boîtes pour chaque métal, pour les intervalles de concentration de nickel de 0,3%, 0,8% et 1,5%, avec les valeurs extrêmes aux extrémités des moustaches et avec les trois quartiles formant les boîtes. Les diagrammes sont présentés dans la figure 3.19, avec le bloc ouest en rouge et le bloc est en vert.

Le nickel et le cobalt se comportent de façon similaire et augmentent avec les paliers, peu importe le bloc. Pour le nickel, ceci est dû principalement au fait que nous avons séparé les paliers par ce métal. Le dernier intervalle (nickel au-dessus de 1,5%) montre toutefois que la valeur extrême du nickel dans le bloc à l'est est supérieure à celle du bloc ouest et que les concentrations sont légèrement plus élevées.

Le palladium montre une progression similaire au nickel et au cobalt, mais, dans les deux blocs, la plus haute valeur atteinte est dans les sulfures disséminés (nickel entre 0,3% et 0,8%). Dans les sulfures semi-massifs (nickel entre 0,8% et 1,5%), le bloc est montre de plus grandes concentrations de palladium que le bloc ouest.

La platine montre des effets de pépité, avec de très faibles troisièmes quartiles dans tous les diagrammes et des valeurs extrêmes possiblement très élevées. Le maximum est atteint dans les sulfures semi-massifs du bloc est et les maximums du bloc est sont toujours plus élevés que ceux de l'ouest.

Pour le cuivre, le comportement est différent dans les blocs. À l'ouest, il y a une progression avec le nickel, principalement pour les valeurs maximales. Dans le bloc est, les sulfures semi-massifs montrent de plus grandes concentrations que les sulfures massifs, et, de même façon, les sulfures disséminés montrent des maximums plus élevés que les sulfures massifs.



**Figure 3.19 :** Diagramme en boîtes des métaux par intervalles de concentration de nickel, avec séparation du gîte en deux blocs : est et ouest.



### 3.6 Modèle tridimensionnel du gîte

En employant le logiciel « Target for ArcGIS », nous avons produit des modèles tridimensionnels des forages en interpolant soit les lithologies, soit les métaux. L'objectif visé est d'obtenir une vue d'ensemble de la forme du gîte grâce aux lithologies et d'observer de quelles manières les métaux se comportent dans le gîte.

Le calcul de voxels des lithologies a permis de produire ces plans en profondeur, visibles dans les figures 3.20, 3.21 et 3.22. Les collets sont à peu près à 300m d'altitude par rapport au niveau de la mer et les niveaux utilisent aussi cette référence. Les lithologies sont :

- Rouge pour le Terrain du lac Champion.
- Brun pour les deux séquences de paragneiss.
- Gris pour la péridotite serpentinisée grise.
- Jaune pour les sulfures.
- Vert pour la péridotite serpentinisée grise.
- Rose pour les intrusions de pegmatite.

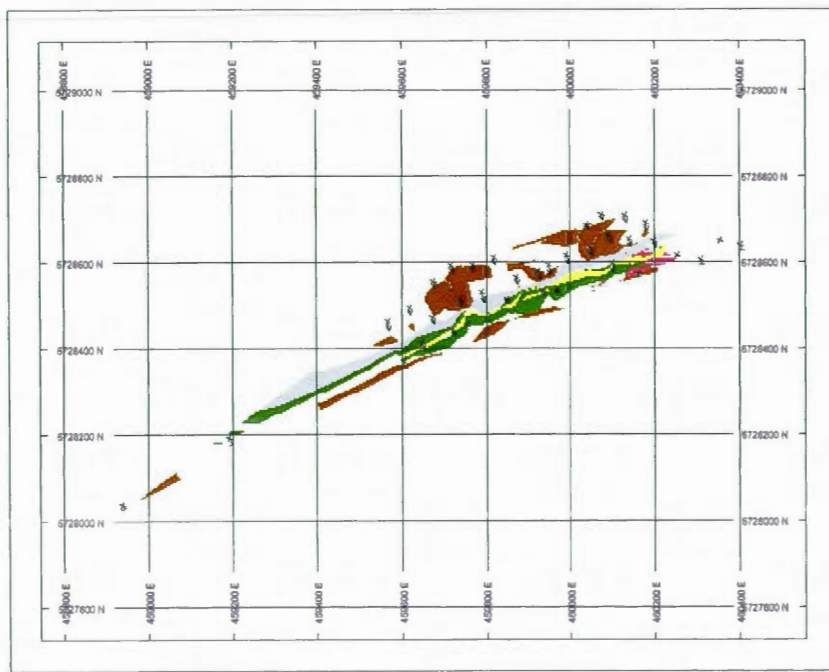


Figure 3.20 : Lithologies au niveau 150m (150m verticaux sous la surface).

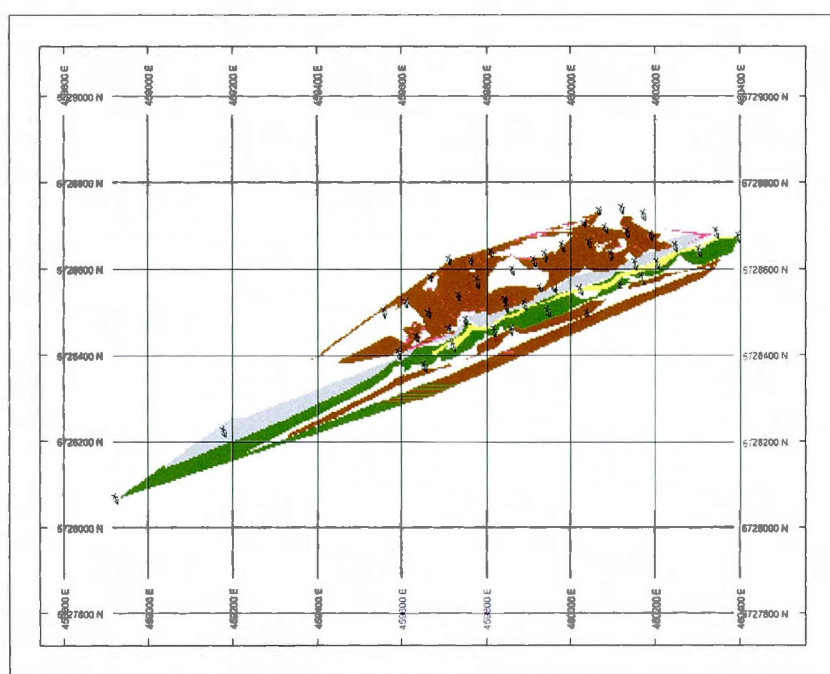


Figure 3.21 : Lithologies au niveau 200m (100m verticaux sous la surface).

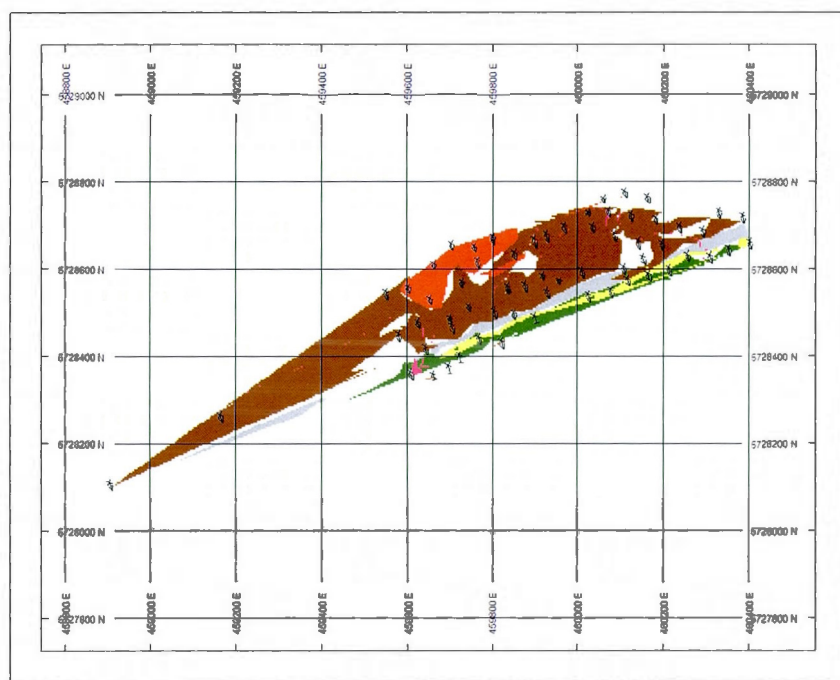
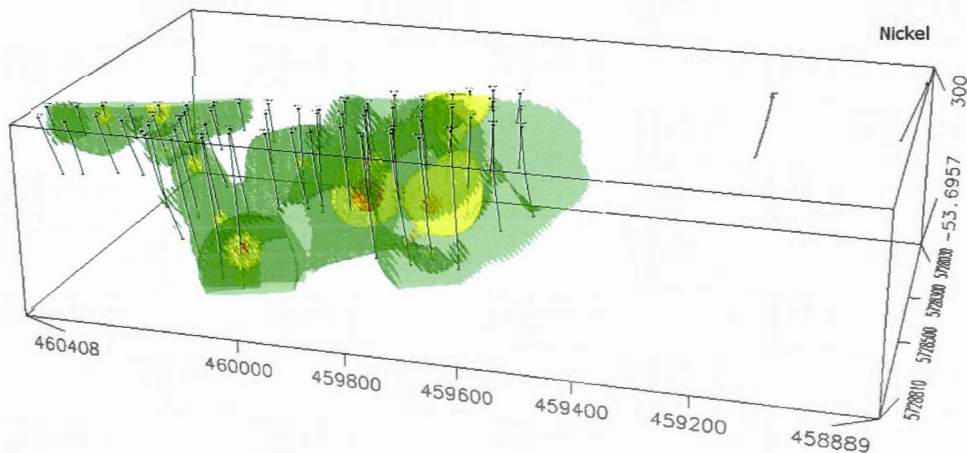


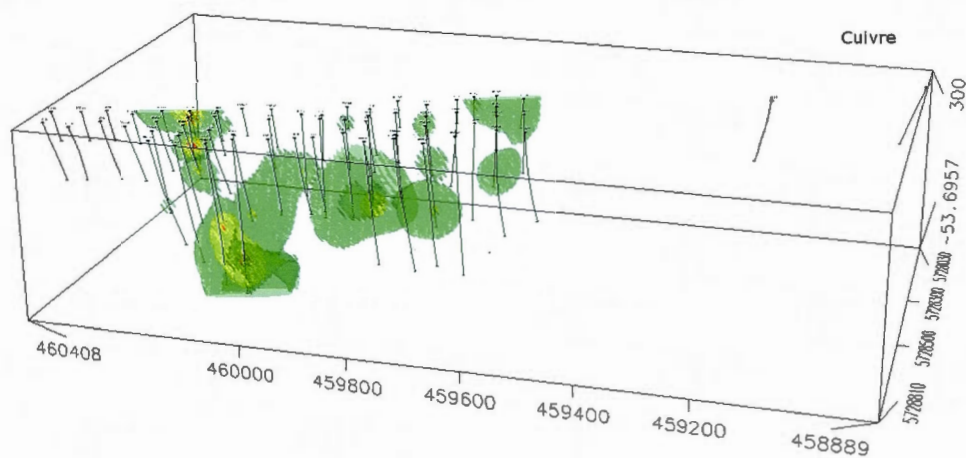
Figure 3.22 : Lithologies au niveau 250m (50m verticaux sous la surface).

Les plans permettent d'observer que, à l'exception de la section 0+184W, le contact entre la péridotite serpentinisée grise et les sulfures où la péridotite serpentinisée noire est presque planaire. La section 0+184W (trous de forage TF-23-07, TF-24-07, TF-25-07 et TF-52-07) montre une encoche vers le nord-ouest dans les niveaux 150m et 200m, qui n'est plus présente au niveau 250m. En étudiant les sections présentées dans l'annexe B, on remarque que la péridotite serpentinisée grise semble s'épaissir en profondeur et vers l'est à partir de la section 0+390E.

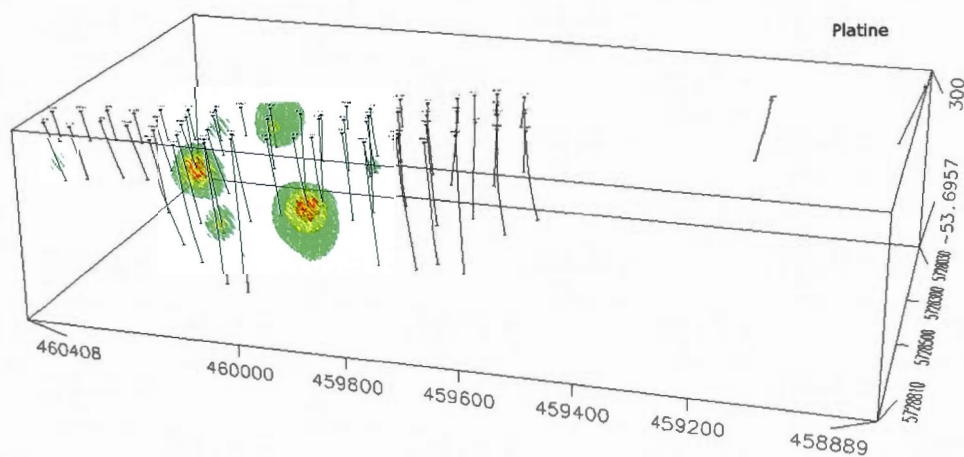
Pour les métaux, nous avons définis les couleurs suivantes pour les zones (les unités sont en pourcentage pour le nickel et le cuivre et en grammes par tonne pour le platine et le palladium): vert pour la surface à 0,4, jaune pour la surface à 0,8 et rouge pour la surface à 1,2. Nous avons ensuite pris un point de vue plongeant de 20° avec une orientation de 164° (la vue est donc orientée sud-sud-est) pour obtenir les modèles des figures 3.23 à 3.26. Nous avons également produit un cinquième modèle (figure 3.27) pour voir la relation entre les métaux chalcophiles, soit le cuivre, le platine et le palladium. Dans ce modèle, les couleurs des surfaces sont : vert pour le palladium à 1g/t, jaune pour le cuivre à 1% et rouge pour le platine à 1g/t.



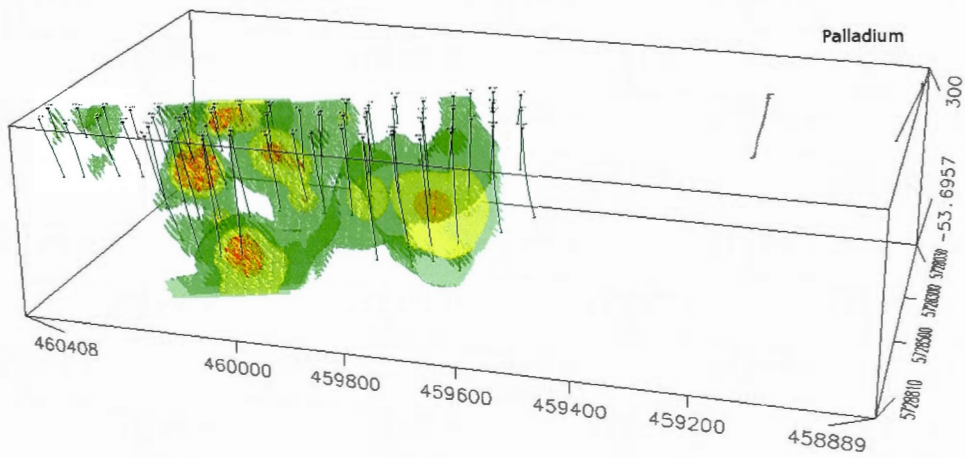
**Figure 3.23 :** Concentrations de nickel (vert à 0,4%, jaune à 0,8% et rouge à 1,2%).



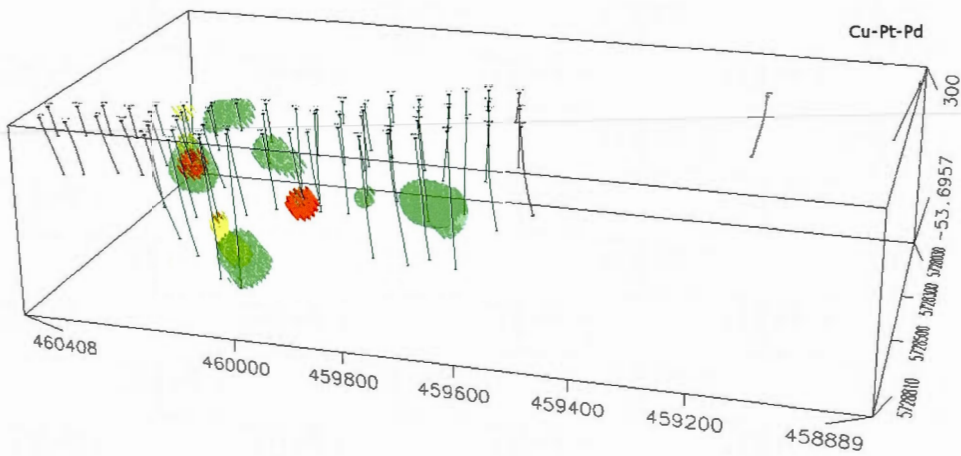
**Figure 3.24 :** Concentrations de cuivre (vert à 0,4%, jaune à 0,8% et rouge à 1,2%).



**Figure 3.25 :** Concentrations de platine (vert à 0,4 g/t, jaune à 0,8 g/t et rouge à 1,2 g/t).



**Figure 3.26 :** Concentrations de palladium (vert à 0,4 g/t, jaune à 0,8 g/t et rouge à 1,2 g/t).



**Figure 3.27 :** Concentration de palladium à 1 g/t (vert), de cuivre à 1% (jaune) et de platine à 1 g/t (rouge).



### 3.7 Discussion

#### 3.8.1 Géologie générale

Il est possible que la polarité dans le gîte Nisk-1 soit visible dans la lame mince N1A-02 (figure 3.1), avec une augmentation des minéraux métamorphiques d'origine argileuse (biotite et sillimanite) dans le paragneiss vers le gneiss quartzofeldspathique. Puisque le gneiss quartzofeldspathique se trouve, dans cette lame, vers le fond du forage, le changement granulométrique dans le paragneiss indique que le sommet original se retrouve à présent vers le fond du forage. Ceci correspond donc aux observations de Valiquette (1975), qui avait identifié la Bande du lac des Montagnes comme un pli synclinal dont le flanc nord-ouest est renversé.

La lame N1A-02 montre également que le gneiss quartzofeldspathique ressemble plus à des fragments dans le paragneiss qu'à des intrusions. Si l'on interprète que la séquence inférieure de paragneiss consiste en un conglomérat plutôt qu'en un paragneiss recoupé par des dykes tonalitiques, cette séquence pourrait correspondre au « paragneiss quartzofeldspathique » de Valiquette (1975). Celui-ci place ces roches à la base de la série sédimentaire et près du contact avec les gneiss à oligoclase. Il note également la présence de lentilles concordantes d'amphibolite, de lits de paragneiss à muscovite et d'intrusions discordantes de pegmatite dans ces paragneiss.

Les deux péridotites se différencient par leurs minéraux principaux : trémolite, parfois avec serpentine, dans la péridotite serpentinisée grise et serpentine dans la péridotite serpentinisée noire. La chlorite et la magnétite sont également omniprésentes dans ces unités. La serpentine se présente souvent, avec des veines de magnétite, sous la forme de pseudomorphe de cumulats d'olivine dans les sulfures, dans la péridotite serpentinisée noire et à la base de la péridotite serpentinisée grise. Cette texture de cumulat confirme la polarité renversée : les cumulats s'accumulant par gravité à la base d'une coulée ou intrusion ultramafique. Le contact entre ces deux unités est différent en présence ou en absence de sulfures.

Nous interprétons ce contact comme étant de l'érosion thermomécanique : la PSG forme le substrat et elle est assimilée en partie dans la PSN. L'olivine et la magnétite en

cumulat se déposent dans une roche en fusion qui a des caractéristiques hybrides des deux péridotites (plus riche en trémolite que la PSN, plus riche en serpentine que la PSG). La formation par cristallisation fractionnée est improbable : compte-tenu de la polarité inversée, les cumulats d'olivine seraient rencontrés en premier dans les forages, tandis que la PSG, plus riche en silice, serait au sommet originel de la séquence. Lorsque les sulfures sont absents, comme dans les lames N1A-10, 11 et 12, le contact se fait de façon progressive, avec 1) la diminution de la présence de la trémolite et la disparition de ses porphyroblastes, 2) l'augmentation de la quantité de serpentine et de magnétite et 3) l'apparition de textures de cumulat prenant la forme de magnétite arrondie et de pseudomorphes d'olivine arrondie.

En présence de sulfures, dans la lame N1A-01, le contact est tectonique. Le passage d'une roche à porphyroblastes de trémolite à une roche à sulfures et serpentine est net, et les porphyroblastes sont orientés dans la direction du contact, visible à la figure 3.6. Ceci indique que les sulfures ont subi une déformation, démontrée également par des indices de rotation et de déformation (structure en S dans la figure 3.7 et rotation de la magnétite dans la figure 3.9) et par le déplacement des sulfures dans la péridotite serpentinisée grise dans certains forages. Par contre, malgré ce déplacement, les sulfures demeurent généralement à la base ou près de la base de la péridotite serpentinisée noire.

Les inclusions, dans les lames minces étudiées (N1A-03, 04, 15 et 16), semblent tous être des pyroxénites en voie d'altération en trémolite et serpentine. Il pourrait s'agir 1) d'inclusions dans la PSG, ce qui indiquerait qu'elle est plus ancienne, 2) de veines de celle-ci, ce qui indiquerait qu'elle est plus jeune ou 3) un gonflement tardif permettant l'intrusion d'une veine plus siliceuse après la cristallisation des olivines (Arndt et al., 2008).

La péridotite serpentinisée grise de bordure ou d'altération semblent être en fait deux unités : soit des formes plus altérées d'inclusions de pyroxénites, soit des ophicarbonates. Ces derniers sont visibles dans les lames N1A-08, N1A-09 et N1A-23 et se composent principalement de serpentine, carbonates et chlorite.

En prenant la séquence complète rencontrée en forage, on remarque qu'elle est similaire à la séquence de couverture du Craton de l'Esclave, présentée par Bleeker (2003) et dans ce mémoire à la figure 1.7. La séquence inférieure de paragneiss, si elle s'avère bel et

bien être un conglomérat, correspond aux conglomérats à caillou de quartz, alors que les conglomérats ou quartzite à fuchsite sont présents dans les deux séquences au sommet des komatiites. Cette similarité indique donc que la Bande du lac des Montagnes est probablement un socle continental.

### 3.8.2 Métamorphisme et hydrothermalisme

La présence de trémolite implique l'atteinte d'une température de 30°C inférieure à la limite de l'antigorite, qui est de 510 à 570°C. Par contre, ceci n'est qu'un tableau partiel : la figure 3.13C qui montre la croissance des cristaux d'olivine dans les sulfures indique qu'il y a eu une première phase de serpentinisation, suivie par la croissance d'olivine métamorphique (Barnes et Hill, 2000). Pour former ces olivines, les roches ont dû dépasser la limite de stabilité de l'antigorite, soit le faciès amphibolite, pour former un assemblage d'olivine et de trémolite. Ceci s'est probablement produit lors du pic métamorphique régional au faciès amphibolite (Valiquette, 1975). Finalement, il y a eu une phase de serpentinisation lors du métamorphisme rétrograde, qui explique l'absence d'olivine et la présence de veines de chrysotile dont la limite supérieure de stabilité est de 250 à 300°C.

Compte-tenu du milieu probable de formation des komatiites, soit le socle continental en eaux peu profondes (Arndt et al., 2008), il est fort possible que la première phase de serpentinisation eût lieu lors de la mise en place des komatiites.

Les sulfures semblent suivre la séquence paragénétique présentée à la figure 1.3 : la magnétite est sous forme automorphe à hypidiomorphe, à l'exception de celle provenant de la serpentinisation. La pentlandite et la chalcopyrite sont souvent exsolvées à partir de la pyrrhotite. Les textures de la figure 3.13 montrent bien la formation de bandes de pentlandite et la cristallisation, qui sont des textures associées au faciès amphibolite selon Barnes et Hill (2000).

Au niveau de l'hydrothermalisme, il y a eu la formation de veines de chlorite (lames N1A-14 et N1A-20). Ces veines sont précoces : les porphyroblastes de trémolite se sont développés dans la veine et ils ont coupé les sulfures inclus dans la lame N1A-20, alors que

les porphyroblastes de biotite se sont formés sans orientation préférentielle dans la chlorite bien foliée de la lame N1A-14.

Il y a également eu une circulation de  $\text{CO}_2$  observable dans les lames N1A-08, N1A-09 et N1A-23 grâce à la formation de carbonates. Par contre cette circulation est limitée : les roches formées sont des ophicarbonates de serpentine et carbonates, sans avoir de formation de talc qui se produirait vers des concentrations de  $\text{CO}_2$  qui dépassent 13% molaire (Bucher et Frey, 2002). Les sulfures de la lame N1A-13 ne sont pas dans les veines de chrysotile; ils sont donc probablement d'origine primaire. Par contre, ceux de la lame N1A-17 présentent des carbonates; ils sont probablement en partie liés à une circulation hydrothermale.

### 3.8.3 Relations entre les métaux : statistiques et spatiales

Le nickel et le cobalt se retrouvent tous deux dans la structure de la pentlandite, et ceci peut se voir par les résultats au MEB et par les forts coefficients de corrélation obtenus par régression linéaire et par analyse de corrélation, dont les valeurs ont été présentées dans les tableaux 3.3 et 3.4. Les autres métaux ne montrent pas de coefficient de corrélation forte, que ce soit entre eux ou avec le nickel.

L'analyse spatiale révèle par contre une relation spatiale entre les éléments chalcophiles (le cuivre, la platine et le palladium) : une bande d'analyses fortes en ces éléments. Cette bande est observable dans la figure 3.24 (cuivre) et 3.27 (Cu-Pt-Pd). Elle traverse les trous TF-33-08, TF-61-08 et TF-47-07 de la section 0+240E, le trou TF-46-07 de la section 0+190E et le trou TF-57-08 de la section 0+145E, à un angle de plongée d'à peu près  $70^\circ$  vers le sud-ouest, suivant le plan des sulfures. Bien que les valeurs élevées soient dans les mêmes trous, elles ne sont pas nécessairement dans les mêmes échantillons, ce qui explique pourquoi cette relation n'est pas apparue dans les analyses statistiques.

Ces concentrations de métaux chalcophiles peuvent être expliquées par une ségrégation plus forte de leurs sulfures à partir des sulfures de fer et de nickel, de même façon que l'ISS se séparant du MSS peut concentrer ces métaux (Naldrett, 2010). On peut voir cette ségrégation dans la figure 3.13A, avec une bande riche en chalcopyrite s'étant

établie dans les silicates en bordure d'une zone de sulfures massifs. La figure 3.19 de diagrammes de boîtes pour le cuivre appuie cette hypothèse : dans le bloc est, le cuivre est plus riche dans les sulfures disséminés et les sulfures semi-massifs que dans les sulfures massifs. Dans cette même figure, il est intéressant de noter que seul le bloc est agit de cette façon : dans le bloc ouest la concentration en cuivre augmente toujours avec le nickel. Ceci indique qu'il y a eu moins de ségrégation des sulfures riches en cuivre dans le bloc ouest. Il pourrait s'agir d'une ségrégation primaire, ce qui s'expliquerait par un temps de refroidissement plus prolongé à l'est, ou une ségrégation liée à un métamorphisme et une déformation plus importants à l'est. La taille des cristaux de pentlandite qui est plus importante à l'est peut appuyer ces deux hypothèses.

#### 3.8.4 Forme du gîte et déformation

Il est possible que la zone riche en éléments chalcophiles décrite dans la section précédente (plongée de 70° vers le sud-ouest, dans le plan des zones de sulfures) représente la direction que prend le gîte en profondeur. Cette hypothèse peut également s'appuyer sur les deux sections les plus à l'ouest : les sondages plus près de la surface dans les sections 0+360W et 0+311W (TF-10-07, TF-18-07, TF-20-07 et TF-21-07) sont peu ou non minéralisés, alors que les sondages plus profonds le sont (TF-19-07, TF-09-07 et TF-27-07). C'est une hypothèse qui nécessiterait probablement de nombreux autres forages pour la vérifier.

Les contacts entre les lithologies sont relativement planaires et, à l'exception de la section 0+184W, ne présentent pas de dépressions d'origine magmatique pouvant expliquer la concentration de sulfures. Le contact entre les unités ultramafiques est suivi jusqu'aux trous TF-68-08 et TF-69-09 : soit 300 et 600m plus à l'ouest que le gîte. Dans la section 0+184W, la dépression dans la péridotite serpentinisée grise pourrait expliquer les zones de sulfures relativement larges des trous de forage TF-24-07 et TF-25-07.

Étant le substrat, la péridotite serpentinisée grise pouvait avoir une influence sur la taille des zones de sulfures. L'épaississement possible de cette unité en profondeur et vers l'est pouvait former des barrages lors de la mise en place de la coulée de la péridotite



serpentinisée noire. Ceci peut expliquer les faibles valeurs de minéralisations dans les forages les plus à l'est.

La figure 3.13D explique quant à elle l'absence d'une séquence typique de sulfures massifs, sulfures en filets et sulfures disséminés. On voit dans cette photo que les sulfures massifs ont flué autour de fragments de roches silicatées contenant plus ou moins de sulfures, dans une texture de « *durchbewegung* ». Les sulfures ont également encaissé la déformation, ce qui a permis à des textures primaires, telle la texture de cumulat de la lame N1A-06, de survivre à la déformation ductile.

### 3.7 Conclusion

La séquence lithologique rencontrée dans les forages est renversée et elle s'apparente au groupe couverture du Craton de l'Esclave, présenté à la figure 1.7. Ceci est indicatif d'un environnement de socle continental en eaux peu profondes favorables à la mise en place des komatiites. La séquence inférieure de paragneiss est peut-être un conglomérat et non des paragneiss recoupés d'intrusion tonalitique, mais cette hypothèse n'est pas vérifiée.

Le mélange des roches ultramafiques au contact entre celles-ci indique une érosion thermomécanique de la péridotite serpentinisée grise par la péridotite serpentinisée noire. En présence de sulfures, le contact devient tectonique dû au mouvement de ces sulfures.

À l'échelle du gîte, les sulfures ne montrent pas de contrôles structuraux nets : les contacts entre les unités sont pratiquement planaires. Par contre, il y a un possible épaississement de la péridotite serpentinisée grise en profondeur et vers l'est qui pourrait faire office de barrage. La texture de « *durchbewegung* », les contacts tectoniques des sulfures massifs avec les autres lithologies et la conservation de textures primaires dans les roches à sulfures semi-massifs indiquent que les sulfures massifs se sont déplacés lors du métamorphisme et ils ont incorporé en partie les sulfures en filets et les sulfures disséminés. Ceci donne le mélange des zones de sulfures observés dans les forages.

Le métamorphisme s'est produit en au moins une première phase de serpentinisation, suivie par le métamorphisme de faciès amphibolite régional et une seconde phase de

serpentinisation lors de la phase rétrograde. Le fluide ayant permis le métamorphisme des roches ultramafiques était principalement composé d'eau, avec un métamorphisme par  $\text{CO}_2$  localisé.

La pentlandite est la source principale du nickel et du cobalt, qui montrent une très bonne corrélation. Le cuivre provient de la chalcopyrite et de la vallériite, le palladium forme des alliages avec le bismuth, le tellure, le fer, le nickel et/ou l'antimoine qui sont associés à des grains de pentlandite ou des flammes dans la serpentine. Le platine n'a pas été identifié dans les lames minces.

Les métaux chalcophiles, principalement le cuivre, montrent une certaine ségrégation dans le bloc est seulement. Ils forment une bande enrichie en cuivre, platine et palladium qui semble se poursuivre en profondeur avec un angle de  $70^\circ$  vers le sud-ouest. Cette bande peut être primaire ou provenir des déformations et pourrait représenter la géométrie du gîte.



## CHAPITRE IV

### VALLÉRIITE DE NISK-1 ET IMPLICATIONS

#### 4.1 Introduction

La vallériite est un hydroxysulfure dont la formule chimique idéalisée est  $1,562[\text{Mg}_{0,68}\text{Al}_{0,32}(\text{OH})_2] \cdot [\text{Fe}_{1,07}\text{Cu}_{0,93}\text{S}_2]$ , bien qu'il existe de grandes variations. Elle se compose d'une couche de sulfure « valleriite-like » et d'une couche d'hydroxyde « brucite-like » (Makovicky et Hyde, 1981). Lors de l'analyse en microscopie par lumière réfléchie, sa présence fut notée en forte quantité dans la lame N1A-06. Par la suite, elle fut identifiée dans d'autres lames de sulfures massifs et semi-massifs.

Compte-tenu de sa composition variable, la seule analyse visuelle est insuffisante pour déterminer les métaux contenus dans ses grains. Des essais au MEB permettent de vérifier la présence de ces métaux, dans le but d'en arriver à un modèle pour sa formation et de comprendre ce que sa présence indique quant au métamorphisme du gîte.

#### 4.2 Documentation sur la formation de la vallériite

La composition de la vallériite varie plus que la seule composition trouvée dans les manuels de minéralogie ne l'indique. De plus, plusieurs explications sont données pour sa formation. Selon Thalhammer, Stumpf et Panayiotou (1986), la vallériite des minerais de la forêt de Limassol, à Chypre, provient de l'altération de la bornite et de la chalcopryrite, donnant la transformation suivante : bornite – chalcopryrite  $\rightarrow$  vallériite + magnétite + néodigénite  $\pm$  covellite. Ils notent également deux sortes de vallériite :

- Riche en cuivre, de couleur rouge à brun doré, fortement anisotrope, comprenant, en ordre de pourcentage massique, Fe, S, Cu, OH, Ca, Mg  $\pm$  Si.
- Riche en fer, plus foncée, de couleur bleu-gris, fortement anisotrope. Elle contient principalement Fe, S, OH, Mg et seulement des traces de Cu.

Selon Genkin (1971), la vallériite de Norilsk se substitue souvent à la cubanite, principalement quand cette dernière se trouve dans les veines de chalcoppyrite. La vallériite se retrouve également, avec du rutile et des minéraux silicatés secondaires, comme produit d'altération de la magnétite. Cette dernière s'altère d'abord par les bordures et les fractures, jusqu'au point où les minéraux d'altération forment un pseudomorphe de la magnétite originale. Genkin (1971) note également que la vallériite se forme tardivement lors de la serpentinisation de la roche hôte, et qu'elle serait due à un processus d'« autométamorphisme » hydrothermale similaire à la serpentinisation.

De la vallériite chromifère est décrite par Nickel et Hudson (1976) à partir d'échantillons de Perseverance et de Nepean, des mines d'Australie. Les formules chimiques sont :

- $\text{Fe}_{1,18}\text{Cu}_{0,81}\text{Ni}_{0,01}\text{S}_{2,00}$  •  $2,03[\text{Mg}_{0,50}\text{Cr}_{0,37}\text{Mn}_{0,08}\text{Fe}_{0,03}\text{Ti}_{0,01}\text{Al}_{0,01}(\text{OH})_{2,00}]$  à Perseverance
- $\text{Fe}_{1,21}\text{Cu}_{0,78}\text{Ni}_{0,01}\text{S}_{2,00}$  •  $1,46[\text{Mg}_{0,43}\text{Cr}_{0,18}\text{Mn}_{0,05}\text{Fe}_{0,30}(\text{OH})_{2,00}]$  et  $\text{Fe}_{1,58}\text{Cu}_{0,28}\text{Ni}_{0,15}\text{S}_{2,00}$  •  $1,79[\text{Mg}_{0,51}\text{Cr}_{0,30}\text{Fe}_{0,16}\text{Ti}_{0,03}(\text{OH})_{2,00}]$  à Nepean.
- $\text{Fe}_{1,22}\text{Cu}_{0,77}\text{Ni}_{0,01}\text{S}_{2,00}$  •  $1,67[\text{Mg}_{0,71}\text{Mn}_{0,01}\text{Fe}_{0,28}(\text{OH})_{2,00}]$ , une vallériite « normale » de Nepean.

Le minéral s'altérant en vallériite serait alors un spinelle chromifère, grâce à l'addition de soufre et de cuivre provenant de la décomposition de la chalcoppyrite, de magnésium provenant de la serpentinisation de l'olivine et de nickel provenant de la transformation de la pentlandite en mackinawite. Ils expliquent cette formation par des réactions hydrothermales post-métamorphismes dans des minerais de sulfures de nickel ayant été soumis à un métamorphisme régional de haut-grade.



La détérioration de la vallériite à haute température est un sujet traité dans l'article de La Iglesia Fernandez et al. (1977). Ils notent qu'un phénomène de déshydroxylation des couches similaires à la brucite débute vers 350°C, suivi par la rupture des couches sulfurées et la formation de spinelle et de chalcopryrite. Ils proposent la réaction suivante :  $\text{Fe}_{1,07}\text{Cu}_{0,93}\text{S}_{2,00} \cdot 1,526[\text{Mg}_{0,68}\text{Al}_{0,32}(\text{OH})_{2,00}] + 3,392 \text{ O}_2 \rightarrow 0,93 \text{ CuO} + 2\text{SO}_2 + 0,40(\text{Fe}_{0,39}\text{Al}_{0,61})_2\text{MgO}_4 + 0,38 \text{ Fe}_2\text{MgO}_4 + 0,26 \text{ MgO} + 1,526 \text{ H}_2\text{O}$ .

#### 4.3 Disposition de la vallériite

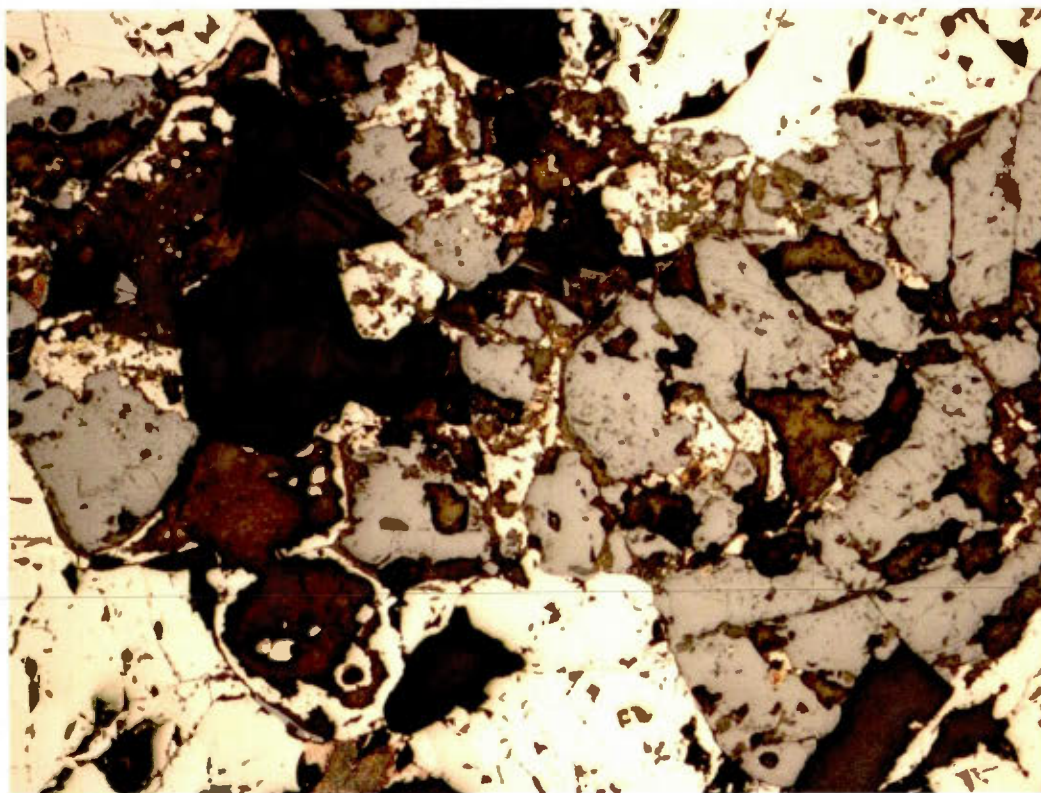
La vallériite est présente en quantité importante dans la lame N1A-06 et, en moindre quantité, dans les lames N1A-05, 20 et 21. Dans la lame N1A-05, elle se présente en petits grains déformés et associés à des grains similaires de serpentine, provenant en toute vraisemblance de morceaux arrachés à la zone semi-massive de la N1A-06.

La lame 20 montre certains grains de vallériite en pseudomorphe de magnétite (ou possiblement de chalcopryrite), mais aussi de la croissance de vallériite sur les bordures et les fractures des grains de magnétite, au contact avec la pyrrhotite. Dans le coin inférieur gauche de la figure 4.1, un grain de vallériite avec une bordure de pyrrhotite semble former un pseudomorphe de magnétite.

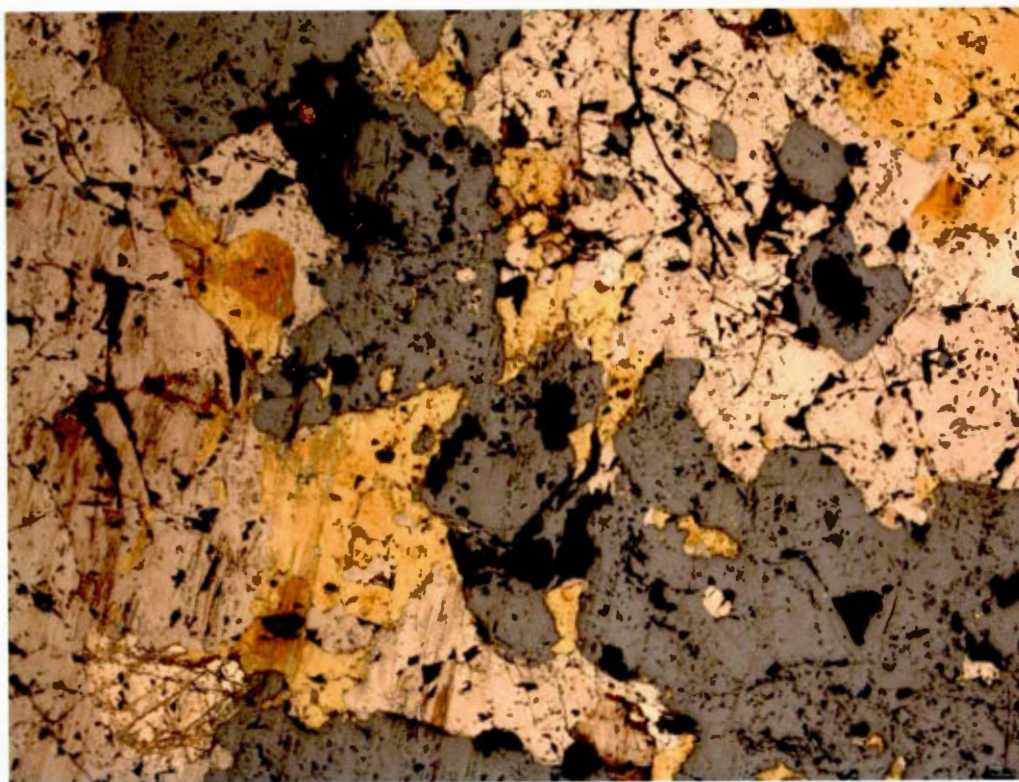
Dans la lame 21, la vallériite est assez rare et se présente en grains souvent complètement intégrés dans la magnétite. La figure 4.2 montre un grain de magnétite avec un cœur de vallériite.

La lame N1A-06 présente la plus grande quantité de vallériite dans la portion de sulfures semi-massifs. Cette zone a conservé une texture de cumulat dans ce qui était probablement une zone à sulfures en filet. La serpentine, en pseudomorphe d'olivine, se retrouve en grains arrondis dans une matrice zonée de magnétite (près de l'olivine) et de pyrrhotite et pentlandite (au centre de la matrice). La vallériite forme des grains en forme de cumulat, probablement des pseudomorphes. On peut voir cette texture dans la figure 4.3. On doit également noter que cette lame ne montre aucun autre sulfure de cuivre, mais l'analyse

faite sur la zone de sulfures contenant cet échantillon montre une concentration de cuivre de 1,23%.

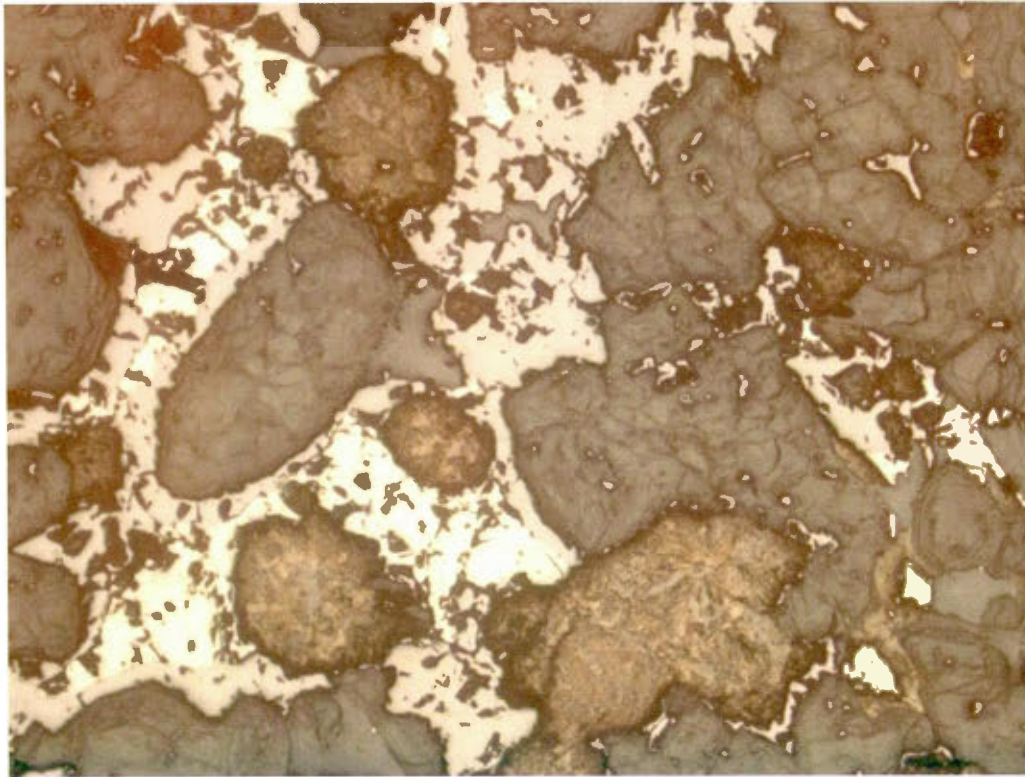


**Figure 4.1 :** Altération de la magnétite en vallériite dans la lame 20. La serpentine est en noir, la pyrrhotite en beige, la magnétite en gris, la vallériite de couleur jaune-brun et de petits grains de chalcopyrite oxydés. Objectif 10x, lumière réfléchie.



**Figure 4.2:** Lame 21. Vallériite (couleur brune) dans le cœur d'un grain de magnétite (gris) en forme de cumulat, dans la portion supérieure droite. La vallériite est également présente en bordure d'autres grains de magnétite. On note la quantité de chalcopryrite (jaune), même à l'intérieur de la magnétite. Objectif 5x, lumière réfléchie.





**Figure 4.3 :** Lame N1A-06. La valleriite (couleur jaune-gris bleuté sale) et la serpentine (gris) forment des grains arrondis (texture de cumulat). La matrice est zonée, avec de la magnétite (rose) au contact avec la serpentine et de la pyrrhotite (blanche) au centre de la matrice. Objectif 5x, lumière réfléchie.

#### 4.4 Analyses au MEB

Le premier test au MEB fut de vérifier la composition des grains des valleriite. Les résultats obtenus sont présentés dans le tableau 4.1. À noter qu'il s'agit d'analyses qualitatives.

Tableau 4.1

Mesures qualitatives obtenues au MEB pour la vallériite dans deux lames minces.

Lame	% Atomique						
	N1A-06*		21				
Point	1	2	1-1	2-1	2-2	2-3	2-4
<b>OK</b>	35,00	35,77	28,97	33,02	33,25	31,90	31,78
<b>MgK</b>	14,31	17,17	10,46	11,56	10,96	10,54	11,68
<b>AlK</b>	1,30	0,84	-	1,23	1,86	0,61	1,12
<b>SK</b>	21,18	21,14	26,16	22,64	20,46	21,80	23,16
<b>CrK</b>	2,04	1,83	1,02	0,98	1,00	1,24	1,04
<b>FeK</b>	19,06	16,33	24,06	22,83	25,58	25,67	23,12
<b>CuK</b>	7,10	6,92	9,33	7,74	6,90	8,24	8,09

\* Les mesures de la lame N1A-06 ont été corrigées pour éliminer les valeurs de carbone.

Au niveau de la composition de base, on note que les métaux majeurs sont le fer, le magnésium et le cuivre, avec des traces d'aluminium et de chrome. En comparant les deux lames minces, on remarque que la vallériite de N1A-06, trouvée dans une zone de sulfures en filet, riche en serpentine, semble plus riche en magnésium, alors que dans la lame 21, dans une zone de sulfures semi-massifs riche en pyrrhotite, la vallériite semble contenir plus de fer.

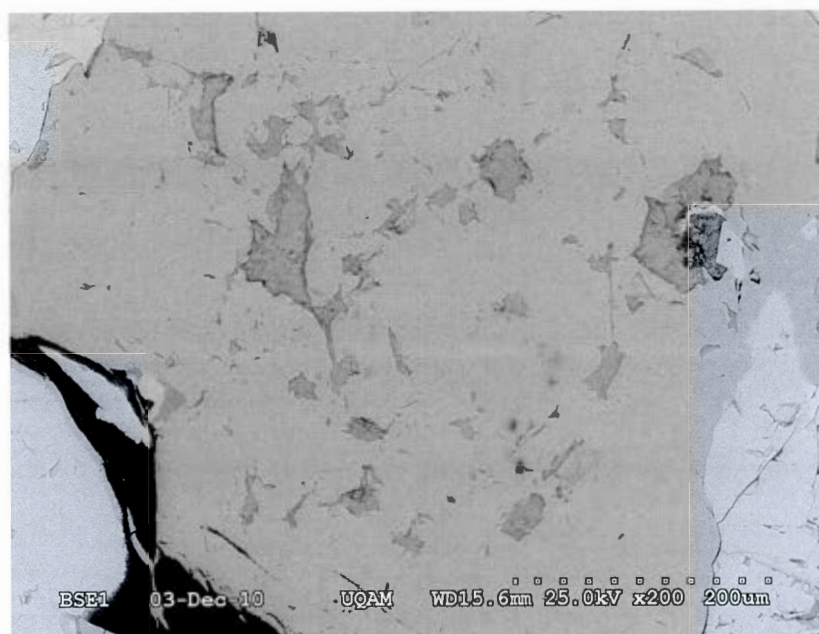
La magnétite en proximité de la vallériite a également été vérifiée et, en plus du fer et de l'oxygène, des quantités moindres de soufre ont été détectées. Dans la lame 21, les grains de magnétite en présence de vallériite contiennent de 4 à 9% de S, alors que dans la lame N1A-05, la magnétite en texture de cumulat, sans vallériite, montre des valeurs de 0,5 à 2,5%, selon la taille, les plus larges en contenant moins.

Nous avons également fait une carte des éléments de la vallériite à un endroit de la lame 21 où se retrouvent plusieurs petits grains de vallériite complètement inclus dans la magnétite, pour déterminer si une composition particulière expliquait leur formation. On peut voir ces grains dans les figures 4.4 (lumière transmise), 4.5 (MEB) et 4.6 (carte des éléments).

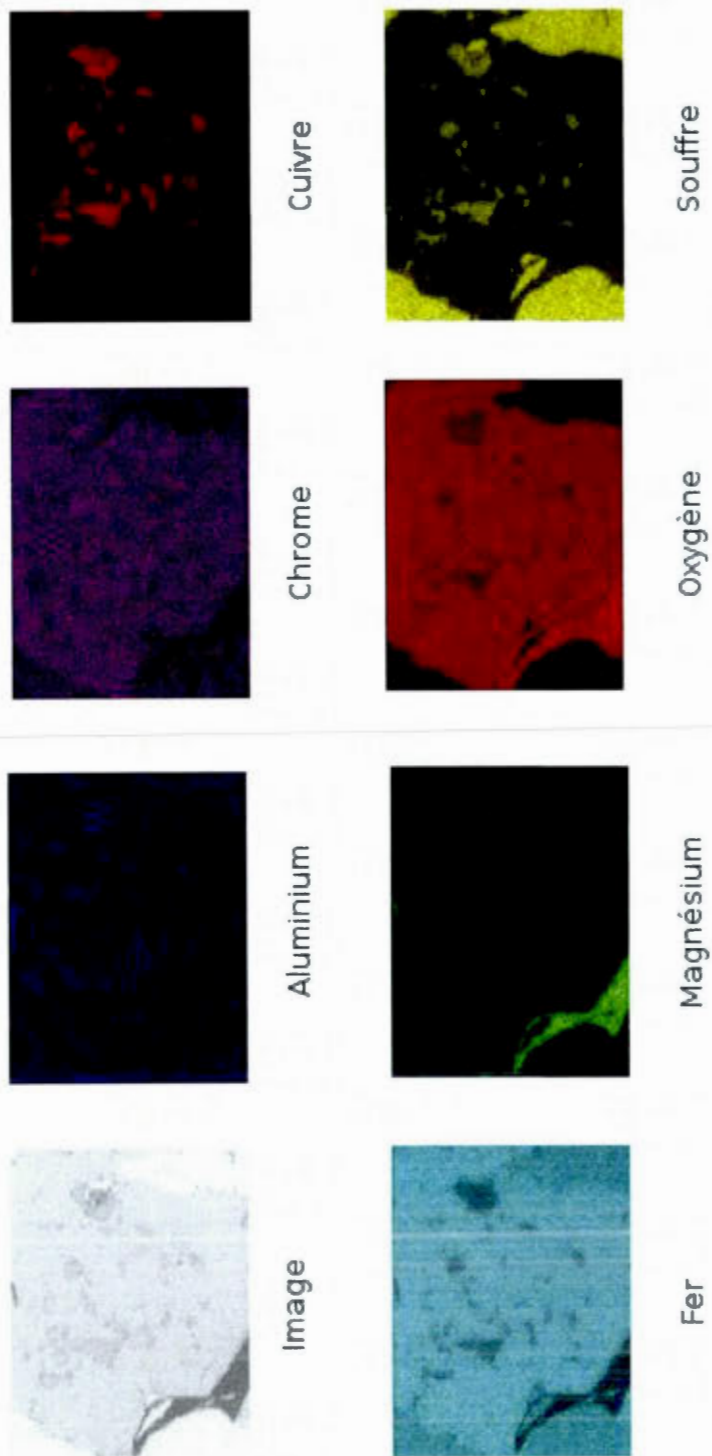




**Figure 4.4:** Vallériite (brun) en petits grains dans la magnétite (grise). La serpentine (grise foncée) forme des bandes allongées dans la magnétite. La magnétite est entourée de pyrrhotite (rose) dans laquelle on trouve des grains de chalcopyrite (jaune) et de pentlandite (blanche). Objectif 10x, lumière réfléchie, lame 21.



**Figure 4.5:** Image par électrons rétrodiffusés de la section testée au MEB.



**Figure 4.6:** Carte des éléments contenus dans les minéraux. 500 um de largeur.

Les résultats par éléments sont :

- *Aluminium* : Pratiquement absent des minéraux.
- *Chrome* : Le chrome est présent dans la magnétite et la vallériite en quantités semblables. Il est impossible de distinguer les deux dans l'image obtenue.
- *Cuivre* : La vallériite est bien visible et contient plus de cuivre que les autres minéraux.
- *Fer* : La vallériite contient moins de fer que tous les autres minéraux, à l'exception de la serpentine.
- *Magnésium* : La serpentine est le minéral très foncé et la vallériite se distingue de la magnétite.
- *Oxygène* : La vallériite contient moins d'oxygène que la magnétite et la serpentine, mais plus que les sulfures.
- *Soufre* : La vallériite contient moins de soufre que les sulfures, mais en contient bien plus que la magnétite. Il est important de noter également que la magnétite en contient quand même et il semble y avoir une faible zonation avec enrichissement en soufre vers la pyrrhotite.

#### 4.5 Discussion

La vallériite de Nisk-1 est composée de fer, de cuivre, de magnésium, de soufre et d'hydroxyde, avec des traces de chrome. De toutes les vallériites décrites dans les articles référencés, elle s'approche probablement le plus de la vallériite « normale » de Napean (Nickel et Hudson, 1976). L'aluminium est rare et le chrome, bien que présent, l'est dans un niveau similaire à celui de la magnétite associée.

C'est le chrome qui est indicateur de la source de la vallériite. Les sulfures de cuivre comme la bornite et la chalcopirite, une fois altérés en vallériite, ne contiendraient pas de chrome. La présence, en quantités similaires, de chrome dans la vallériite, ainsi que dans la magnétite qui est associée à la vallériite, indique que c'est la magnétite qui s'est altérée, de la même façon qu'elle a été décrite à Norilsk (Genkin, 1971).



Les patrons d'altération sont également similaires à ceux de Norilsk. Dans la lame 20, on voit que la vallériite provient de l'altération en bordure et dans les fractures de la magnétite; dans la lame N1A-06, elle se présente en pseudomorphe de minéraux en cumulat. Ces minéraux sont fort probablement de la magnétite primaire, similaire à la magnétite que l'on retrouve en grande quantité dans les sulfures de la lame N1A-05 (deux lames provenant du même trou de forage, à 30cm de distance l'une de l'autre). Le cas de la lame 21 est plus complexe : la vallériite se retrouve souvent complètement à l'intérieur de la magnétite. Ceci peut s'expliquer partiellement par la déformation de la magnétite : dans les figures 4.4 et 4.5, on voit que la vallériite semble décrire des ovales ou des arêtes de figures géométriques, qui pourraient être soit d'anciens cristaux, soit des fractures consolidées.

Par contre, le cas de la magnétite au cœur de vallériite visible dans la figure 4.2 est plus intrigant, car il faut expliquer pourquoi la croissance se fait de l'intérieur vers l'extérieur. Il pourrait être expliqué si le cœur était formé par un sulfure de cuivre, mais, dans la même figure, on voit clairement une inclusion de chalcopryrite dans un autre cristal de magnétite. Il est plus probable qu'il s'agisse plutôt d'un métamorphisme prograde : le métamorphisme régional de faciès amphibolite aurait ainsi permis la transformation de la vallériite en magnétite et chalcopryrite. Ceci peut s'appuyer par le degré de déformation dans les trois lames : la zone de sulfures en filet dans la lame N1A-06 est très peu déformée et montre une texture de cumulat primaire, la lame 20 montre des agglomérations de magnétite non-consolidées et où la vallériite se forme aux bordures, et la lame 21 montre des agglomérations de magnétite consolidées dont les restants de vallériite marquent d'anciennes bordures.

Il semble également que l'altération de la magnétite en vallériite produise également de la pyrrhotite. On peut remarquer, dans le coin inférieur gauche de la figure 4.1, la présence de deux grains de vallériite, complètement entourés par de la pyrrhotite. Or, on peut encore observer le contour d'anciens grains de magnétite, et la pyrrhotite semble combler l'espace entre la vallériite et l'ancienne bordure du grain.

Les facteurs limitant la croissance de la vallériite semble être différents dans les lames 21 et N1A-06. La lame 21 ne contient pas beaucoup de serpentine et de grandes quantités de chalcopryrite. Quant à elle, la lame N1A-06 présente une texture de cumulat



d'olivine, maintenant serpentinisée, et aucun sulfure de cuivre n'est visible, autre que la vallériite. On voit également bien la magnétite secondaire, en bordure de la serpentine en pseudomorphes d'olivine, et elle n'est pas altérée en vallériite. L'altération a probablement eu lieu jusqu'à l'absorption de tout le cuivre disponible. Compte-tenu de la forte concentration en cuivre mesurée dans la roche contenant cet échantillon, il est probable que la vallériite, dans les endroits riches en serpentine, forment un possible minerai de cuivre.

La vallériite à Nisk-1 se produit probablement comme décrit dans Nickel et Hudson (1976): lors de la serpentinsation de l'olivine, du magnésium en surplus se retrouve en solution, avec du cuivre et du soufre provenant de la transformation de la chalcoppyrite. L'eau (nécessaire à la serpentinsation), le magnésium, le cuivre et le soufre réagissent avec certains grains de magnétite (qui contiennent peut-être des valeurs élevées de chrome) sur les bordures et les fractures, pour former de la vallériite et, possiblement, de la pyrrhotite. Cette réaction se poursuit probablement seulement à proximité de la serpentine ou jusqu'à ce que le sulfure de cuivre originel soit complètement consommé.

Suite à ces réactions, il y a possiblement une altération partielle de la vallériite au pic du métamorphisme régional de faciès amphibolite, principalement dans les zones les plus déformées. Ceci a permis de créer la bordure de magnétite autour de certains grains de vallériite.

#### 4.6 Conclusion

La vallériite de Nisk-1 est composée principalement de fer, magnésium et cuivre, en plus du soufre et d'hydroxyde. Elle est présente là où la serpentine se retrouve dans les sulfures massifs et semi-massifs. Elle provient de l'altération de la magnétite lors de la serpentinsation de l'olivine primaire, par réaction entre l'eau, le magnésium expulsé de l'olivine ainsi que le cuivre et le soufre provenant de la décomposition de la chalcoppyrite. Elle se place normalement près des bordures et des fractures de la magnétite et peut également remplacer complètement cette dernière. Elle semble également avoir régressée par la suite, probablement lors du pic métamorphique, pour former des bordures autour de la magnétite. Ceci indique donc une phase de serpentinsation antérieure au pic métamorphique.

Dans les zones de sulfures massifs, le contenu en vallériite est très mineur et la source de cuivre principale reste la chalcopryrite. Par contre, dans les zones de sulfures semi-massifs riches en serpentine, la vallériite est une composante importante et elle atteint des concentrations de cuivre potentiellement économiques qui pourraient avoir un impact sur la récupération de ce métal.

## CHAPITRE V

### GENÈSE DU GÎTE ET EXPLORATION

#### 5.1 Introduction

Dans ce chapitre, nous allons appliquer nos connaissances théoriques au gîte Nisk-1, dans l'objectif d'établir un modèle de mise en place et de déterminer des facteurs qui seront utiles pour l'exploration dans la Bande du lac des Montagnes. Pour ce faire, nous allons analyser la morphologie du gîte en surface et les relations avec les autres komatiites de la Bande du lac des Montagnes. Nous allons également étaler les résultats des analyses de roche totale effectuées sur trois échantillons de carottes de forage.

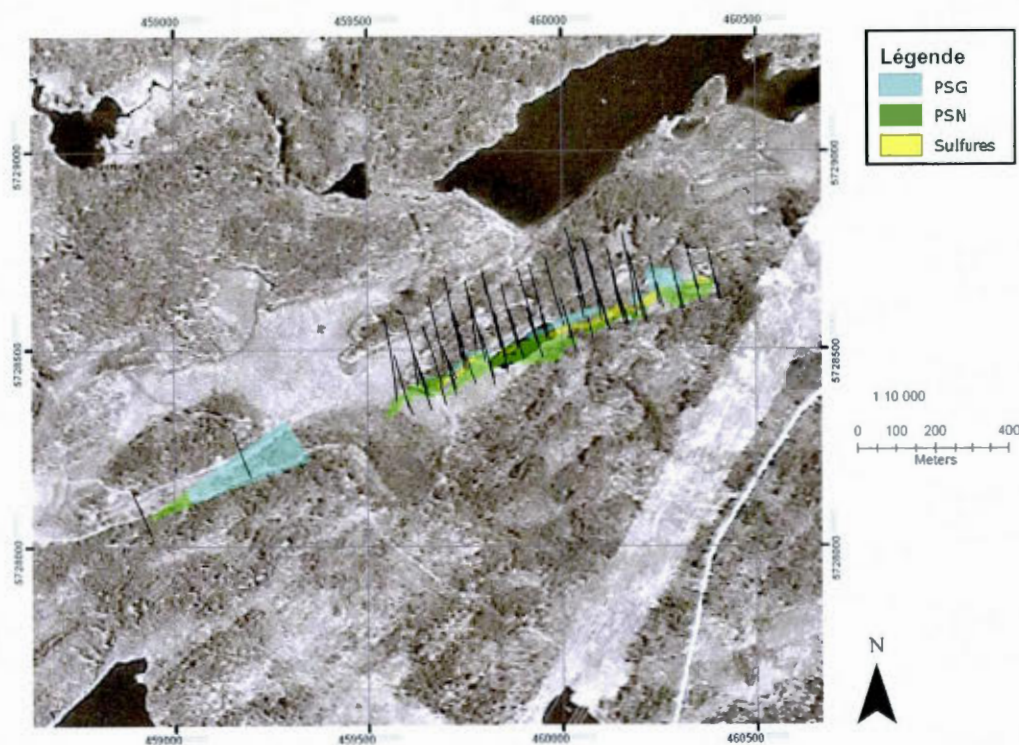
#### 5.2 Visite de terrain

Les roches ultramafiques de Nisk-1 n'affleurent qu'en un seul point au-dessus du gîte. Il s'agit d'un affleurement de péridotite serpentinisée grise qui contient des porphyroblastes de trémolite. De cet affleurement, situé du côté est du gîte, on peut observer que les roches ultramafiques ont formé une légère dépression linéaire, couvert par des marécages. Dans la figure 5.1, on peut observer la dépression à partir de l'affleurement de PSG. On peut percevoir, au centre, un ruisseau qui mène à un lac directement au-dessus de la zone de sulfures.

Sur la figure 5.2, nous avons projeté le niveau 200m (100m verticaux sous la surface) sur les photos aériennes. On peut mieux remarquer la relation entre la dépression (marquée par des marécages) et les roches ultramafiques.



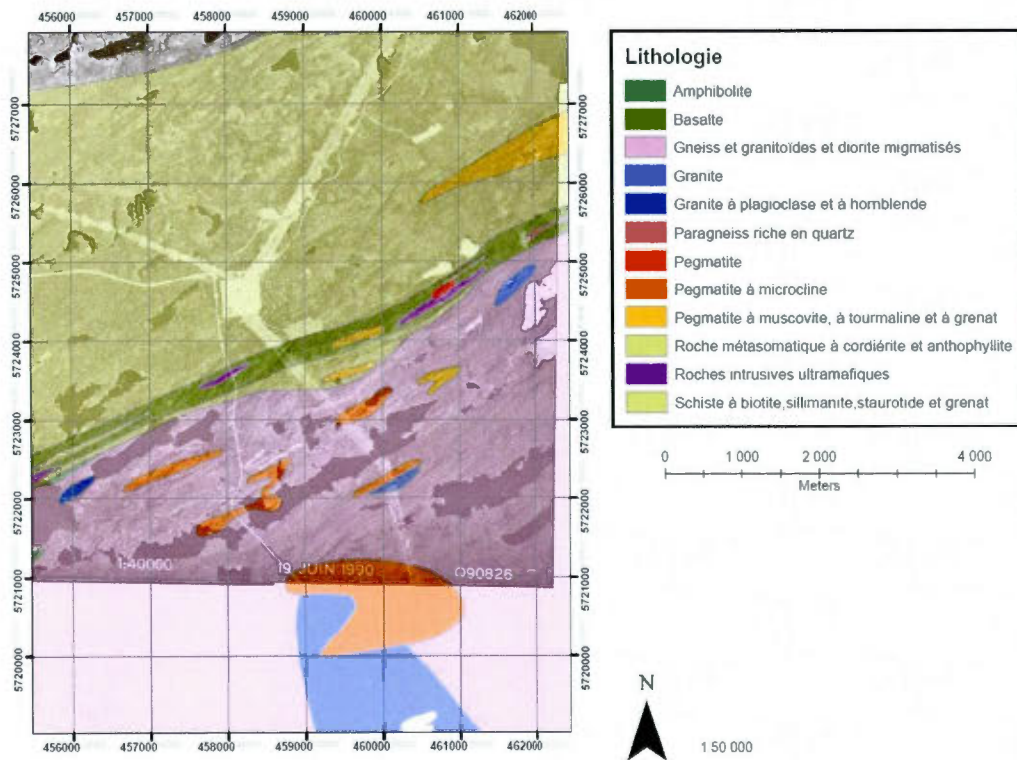
**Figure 5.1 :** Vue des marécages recouvrant les roches ultramafiques à partir de l’affleurement de PSG, du sud vers le nord-ouest. Près du centre, le ruisseau se dirige vers le lac qui se situe au-dessus de la zone de sulfures dans la figure 5.2.



**Figure 5.2 :** Niveau 200m projeté sur une photo aérienne. Notez la présence d'un lac et de marécages au-dessus des roches ultramafiques. Les traits noirs sont les trous de forage.

Nous avons observé le contact sud de la Bande du lac des Montagnes avec l'Opatica. À cet endroit, Valiquette (1975) avait observé une bande de basalte avec des roches ultramafiques. L'emplacement du contact sud et de l'anomalie « C », par rapport à Nisk-1, sont présentés à la figure 1.2, où ils sont superposés à la géologie proposée par Valiquette (1975). Le contact sud présente un affleurement tout juste à l'ouest de la route d'une roche à trémolite magnétique, très similaire au PSG. Cet affleurement est tout juste avant une dépression plus large que Nisk-1 dans le relief et qui, sur son flanc sud, montre des affleurements d'orthogneiss de l'Opatica. Dans la figure 5.3, cette dépression est visible par le prolongement des lacs dans la direction est-nord-est parallèle au contact.





**Figure 5.3 :** Géologie de Valiquette (1975) sur une photo aérienne au contact sud, le carré blanc correspondant au poste Albanel d'Hydro-Québec. Dans le coin inférieur gauche de la photo aérienne, notez les lacs près du contact avec la bande de basalte : ils indiquent le relief bas qui suit le contact entre la BLM et l'Opatca.

### 5.3 Analyses de roche totale des roches ultramafiques

Les roches analysées sont présentées dans la section 2.6. Il s'agit de *PSN*, une péridotite serpentinisée noire de Nisk-1, *PSG*, une péridotite serpentinisée grise de Nisk-01, et *PSG-C*, une péridotite serpentinisée grise de l'anomalie « C ». Les résultats sont présentés dans le tableau 5.1. Avec ces résultats, nous avons préparé le tableau 5.2, qui compare nos échantillons avec ceux de Lac Guyer (tableau 1.4) et les indicateurs des komatiites de type Munro et Barberton (1.2). La figure 5.4 présente les courbes des terres rares. Le tableau 5.2 présente les ratios  $\text{MgO} : \text{SiO}_2$  et  $\text{MgO} + \text{CaO} + (\text{Cr}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)/2 : \text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3$  pour les échantillons et les valeurs idéalisés de l'olivine, la serpentine et les pyroxènes. Finalement, la figure 5.5 présente la position des échantillons dans un espace  $\text{CaO-MgO-SiO}_2$ , par rapport aux minéraux constituant les roches ultramafiques.

**Tableau 5.1**

Résultats des analyses de roche totale faites par ALS Chemex.

	Élément	Unité	PSN	PSG	PSG-C
ME-MS81	Ag	ppm	<1	<1	<1
ME-MS81	Ba	ppm	16,1	13,5	7,2
ME-MS81	Ce	ppm	1,8	1,8	2,1
ME-MS81	Co	ppm	23,1	88	132,5
ME-MS81	Cr	ppm	>10000	3700	4140
ME-MS81	Cs	ppm	0,07	1,27	2,56
ME-MS81	Cu	ppm	148	7	14
ME-MS81	Dy	ppm	0,12	0,34	1,03
ME-MS81	Er	ppm	0,1	0,23	0,72
ME-MS81	Eu	ppm	0,06	0,08	0,16
ME-MS81	Ga	ppm	3,5	4,8	5,5
ME-MS81	Gd	ppm	0,15	0,28	0,76
ME-MS81	Hf	ppm	<0,2	0,2	0,6
ME-MS81	Ho	ppm	0,03	0,08	0,23
ME-MS81	La	ppm	1,1	1	1
ME-MS81	Lu	ppm	0,02	0,05	0,1
ME-MS81	Mo	ppm	<2	<2	<2
ME-MS81	Nb	ppm	0,2	0,4	0,5
ME-MS81	Nd	ppm	0,9	1	1,7
ME-MS81	Ni	ppm	359	1020	1245
ME-MS81	Pb	ppm	<5	<5	<5
ME-MS81	Pr	ppm	0,24	0,25	0,35
ME-MS81	Rb	ppm	2,1	2,2	1,3
ME-MS81	Sm	ppm	0,17	0,24	0,59
ME-MS81	Sn	ppm	<1	<1	1

## Résultats des analyses de roche totale faites par ALS Chemex. (suite)

	Élément	Unité	PSN	PSG	PSG-C
ME-MS81	Sr	ppm	9,1	15	20,2
ME-MS81	Ta	ppm	<0,1	<0,1	<0,1
ME-MS81	Tb	ppm	0,02	0,05	0,15
ME-MS81	Th	ppm	0,34	0,3	0,13
ME-MS81	Tl	ppm	<0,5	<0,5	<0,5
ME-MS81	Tm	ppm	0,02	0,04	0,11
ME-MS81	U	ppm	0,05	0,09	<0,05
ME-MS81	V	ppm	<5	23	49
ME-MS81	W	ppm	4	1	1
ME-MS81	Y	ppm	0,7	1,9	5,8
ME-MS81	Yb	ppm	0,11	0,28	0,74
ME-MS81	Zn	ppm	107	59	63
ME-MS81	Zr	ppm	4	8	20
ME-ICP06	SiO <sub>2</sub>	%	37,6	42,1	42,6
ME-ICP06	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%	1,78	5,15	4,51
ME-ICP06	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%	10,2	11,45	11,35
ME-ICP06	CaO	%	0,15	2,03	3,97
ME-ICP06	MgO	%	36,8	29,1	29,7
ME-ICP06	Na <sub>2</sub> O	%	0,1	0,07	0,04
ME-ICP06	K <sub>2</sub> O	%	0,04	0,05	0,01
ME-ICP06	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%	1,78	0,64	0,53
ME-ICP06	TiO <sub>2</sub>	%	0,04	0,12	0,22
ME-ICP06	MnO	%	0,12	0,16	0,16
ME-ICP06	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	%	0,01	0,02	0,01
ME-ICP06	SrO	%	<0,01	<0,01	<0,01
ME-ICP06	BaO	%	<0,01	<0,01	<0,01

## Résultats des analyses de roche totale faites par ALS Chemex. (suite)

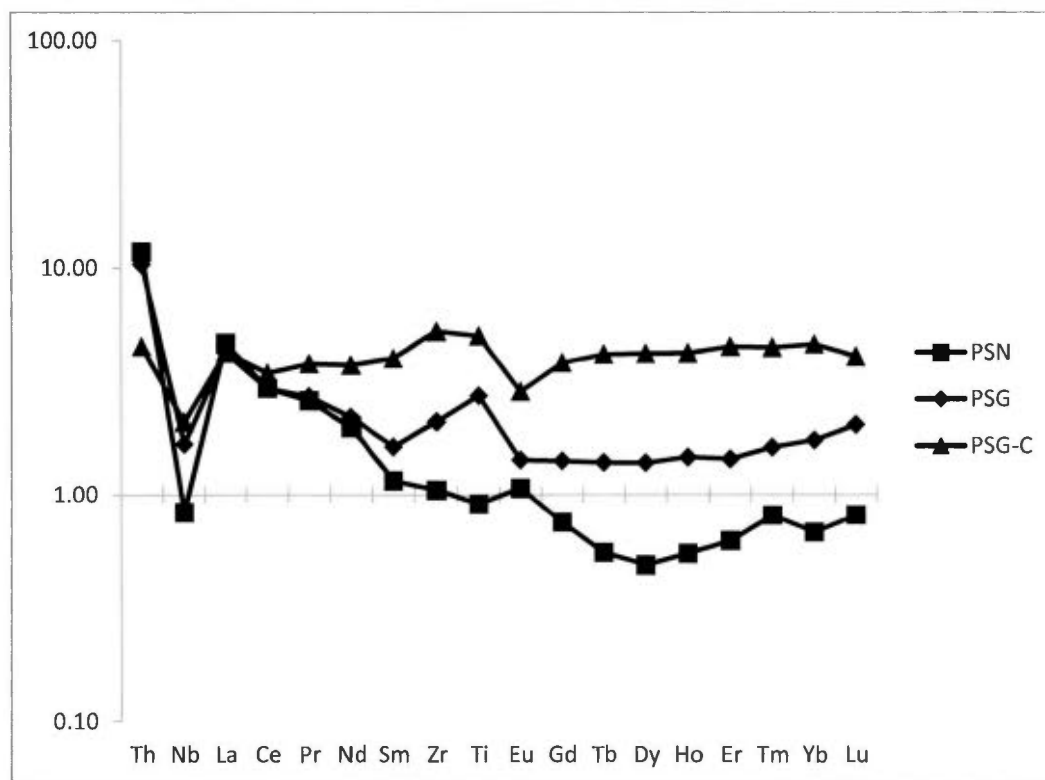
	Élément	Unité	PSN	PSG	PSG-C
OA-GRA05	LOI	%	12,2	8,31	7,58
TOT-ICP06	Total	%	101	99,2	100,5

Tableau 5.2

Valeurs pour comparaison avec les modèles théoriques des komatiites de type Munro et Barberton (Arndt et al., 2008 ; Naldrett, 2010) et avec les komatiites de Lac Guyer (Stamatelopoulou-Seymour et Francis, 1988).

Provenance / Identificateur	Barberton	Munro	Lac Guyer - Péridotite	Lac Guyer - Pyroxénite	PSN	PSG	PSG-C
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	10-15	~20	15,24	13,58	44,50	42,92	20,50
CaO/ Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	>1	~1	1,103	1,162	0,084	0,394	0,880
(Gd/Yb) <sub>N</sub>	élevé	~1	-	-	1,10	0,81	0,83
Terres rares légères	modérément enrichie à modérément appauvrie	modérément à fortement appauvrie	-	-	Voir figure 5,5		
Terres rares lourdes	relativement appauvrie	plat	-	-			
Zr	~25ppm	~17ppm	16 ppm	36 ppm	4 ppm	8 ppm	20 ppm
MgO	-	-	21,21%	18,03%	36,8%	29,1%	29,7%
SiO <sub>2</sub>	-	-	47,05%	48,20%	37,6%	42,1%	42,6%
MgO/Ni	-	-	16 315	23 415	102 507	28 529	23 855



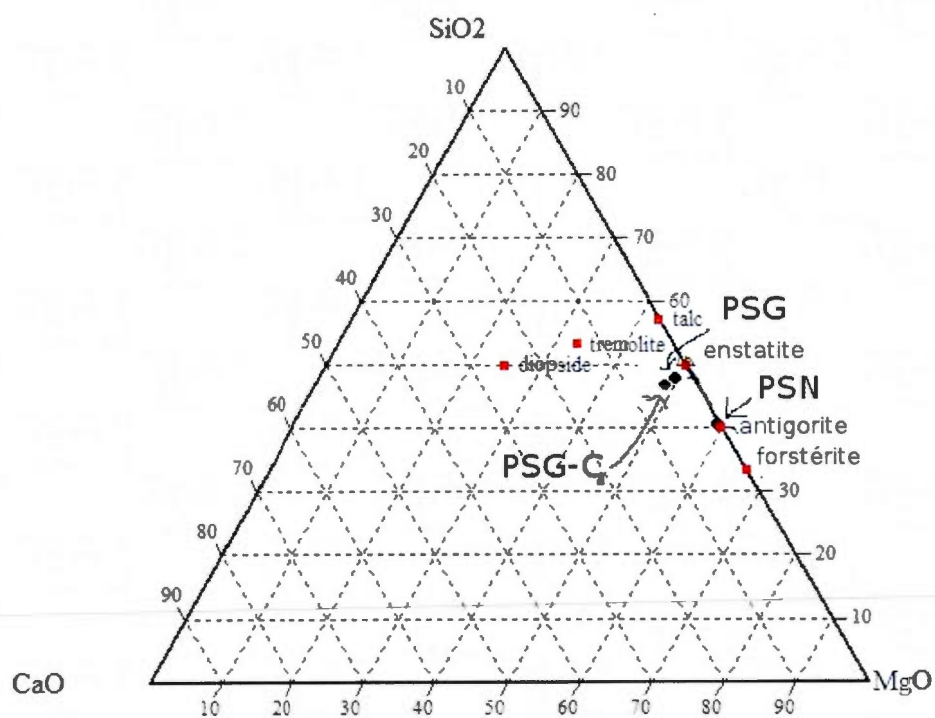


**Figure 5.4 :** Diagrammes multiéléments, normalisés aux chondrites avec les valeurs de McDonough et Sun (1995), d'après le patron utilisé dans Barnes (2006b), pour comparer avec la figure 1.6.

**Tableau 5.3**

Ratios molaires pour les minéraux principaux des roches ultramafiques et des échantillons.

	Ol.	Px.	Serp.	PSN	PSG	PSG-C
$[\text{MgO}] + [\text{Fe}_2\text{O}_3]/2$	66	-	60	57,81	47,80	47,23
$[\text{SiO}_2]$	33	-	40	38,28	44,20	43,35
Ratio	2	-	1,5	1,51	1,08	1,09
$[\text{SiO}_2] + [\text{Al}_2\text{O}_3]$	66	50	60	39,35	47,38	46,06
$[\text{MgO}] + [\text{CaO}] + ([\text{Fe}_2\text{O}_3] + [\text{Cr}_2\text{O}_3])/2$	33	50	40	58,34	50,22	51,66
Ratio	2	1	1,5	1,54	1,11	1,17



**Figure 5.5 :** Triangle de  $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{SiO}_2$ , montrant les échantillons analysés (points noirs) et les minéraux primaires et métamorphiques des roches ultramafiques (carrés rouges).

#### 5.4 Discussion

Dans le tableau 5.2, on remarque immédiatement que les komatiites de Nisk-1 sont beaucoup plus magnésiennes que celles du Lac Guyer, qui semblent d'ailleurs avoir un ratio  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  qui se rapproche de celles des komatiites de Barberton. Ce ratio est très près des komatiites de Munro pour la komatiite de l'anomalie « C », mais beaucoup plus élevé pour les komatiites de Nisk-1. De même façon, le ratio  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  pour l'anomalie « C » est similaire à celui de Munro, mais celui de Nisk-1 est beaucoup plus faible. Ceci peut s'expliquer par le fait que le CaO tend à être mobile lors de l'altération des komatiites (Arndt et al., 2008), mais la combinaison de ces deux ratios indique plutôt une contamination des komatiites de Nisk-1 par des roches de la croûte.

Les courbes multiéléments appuient cette interprétation. Les courbes pour PSN et PSG (figure 5.4) indiquent un enrichissement en terres rares légères (La à Sm) et en Th et une anomalie négative en Nb, similaire aux courbes des komatiites contaminés de la figure 1.6. Le dernier facteur déterminant de contamination, selon Barnes (2006b), est un enrichissement en Zr provenant des zircons des roches sédimentaires assimilées. C'est le cas dans l'échantillon PSG, mais pas dans PSN. L'échantillon PSG-C, de l'anomalie « C », montre un profil plat, à l'exception d'un faible Nb. La courbe indiquerait une komatiite de type Barberton, mais il est possible que l'enrichissement en terres rares légères provenant de l'assimilation des roches de la croûte ait contrebalancé l'appauvrissement liée à la formation des komatiites de Munro. Il est possible que la komatiite forée dans l'anomalie « C » soit un lobe latéral, tel que présenté dans le tableau 1.3. Compte-tenu du substrat sédimentaire épais et felsique, les lobes latéraux devraient être non-contaminés et non-appauvris en éléments chalcophiles par rapport aux coulées en contact direct avec les métasédiments (Barnes, 2006b).

L'assimilation des roches de la croûte explique la présence des sulfures massifs : les sulfures contenus dans les roches sédimentaires, tel que dans la lame N1A-17, sont assimilés dans le magma komatiitique et se déposent à la base de la komatiite hôte. Dans le cas de Nisk-1, PSN montre un fort ratio  $\text{MgO}/\text{Ni}$  de 102 507. Ceci indique que le nickel contenu dans la péridotite serpentinisée noire a servi à la formation des sulfures de nickel, ce qui démontre l'association entre ceux-ci. Dans le cas des péridotites serpentinisée grises, les

ratios de 28 529 pour PSG et de 23 855 pour PSG-C indiquent qu'il n'y a pas eu de ségrégation du nickel, ce qui concorde avec l'absence de sulfures observée.

En observant la figure 5.5 et le tableau 5.3, on remarque que l'échantillon PSN correspond presque à la composition de l'antigorite, alors que les compositions de PSG et PSG-C sont plus près de celles des pyroxènes. Dans le modèle des komatiites de Munro, présenté à la figure 1.5, on remarque que la fusion fractionnée entraîne une séquence de magmas, de plus en plus pauvres en silice, qui vont se séparer de leur source et remonter vers la surface. Il est alors probable que les magmas des deux unités ultramafiques proviennent d'une même source, mais que la péridotite serpentinisée noire fut générée par un magma plus évolué et tardif. Le contact graduel provenant de l'érosion de la PSG par la PSN appuie cette hypothèse.

Il est également possible, mais non-vérifié, que le gabbro (ou basalte) se trouvant au contact entre le Terrain du lac Champion et la séquence inférieure de paragneiss (mentionné dans la section 3.2.1) fasse également partie de la séquence ultramafique. Il serait alors formé par un magma plus précoce. Une telle association a été décrite au Lac Guyer (Stamatelopoulou-Seymour et Francis, 1988) et elle est possible par une fusion fractionnée. Si cette hypothèse s'avère fondée, la position de ce gabbro devient important : s'il est extrusif, il serait alors contemporain de l'origine de la formation des roches sédimentaires de la Bande du lac des Montagnes.

Nous n'avons pas pu vérifier si les péridotites étaient de nature intrusive ou extrusive. L'absence de spinifex peut être liée à une origine intrusive, mais les spinifex peuvent également avoir été détruits par l'érosion en surface ou par la perte des textures primaires lors du métamorphisme. La formation de cumulats d'olivine ou de sulfures à la base de coulées est possible dans les roches extrusives. Il y a un indice qui pourrait appuyer l'hypothèse d'une nature extrusive : soit le fait que la roche plus magnésienne et moins siliceuse, donc plus tardive, se soit déposée au sommet de l'autre unité.

La position des indices de nickel, des indices de cuivre et des komatiites dans la Ceinture de Nemiscau, la Bande du lac des Montagnes et l'Opinaca (figure 1.1) semblent se concentrer près des bordures de ces sous-provinces sédimentaires avec les roches ignées,

comme décrit dans le modèle de Begg *et al.* (2010) dans la section 1.3.5. Par contre, au moins pour la BLM, ceci ne représente pas la réalité : les lithologies ont un contact presque vertical. La position des roches ultramafiques de Nisk-1, de l'anomalie « C » et du contact sud (figure 1.2) indique qu'elles se sont mises en place près de la base des roches sédimentaires.

Ceci peut être expliqué de deux façons, selon la nature intrusive ou extrusive des roches ultramafiques. Si ces roches sont extrusives, les komatiites sont alors pénécontemporaines à la sédimentation; les plumes mantelliques les ayant formées seraient alors soit à l'origine de l'ouverture d'un bassin (Arndt *et al.*, 2008), soit leurs magmas ont été redirigés par l'affaiblissement de la croûte (Begg *et al.*, 2010), soit les deux. Si les roches sont intrusives, elles ont alors probablement été bloquées par la densité plus faible des roches sédimentaires de la Bande du lac des Montagnes, par rapport aux roches méta-ignées du TLC et de l'Opatika, et elles ont formé des filons-couches au contact entre ces roches.

D'après les cartes de Valiquette (1975), les bandes de basalte sont possiblement de composition komatiitique : la péridotite serpentinisée grise ressemblant à une amphibolite en affleurements. La présence de komatiites semblables à la péridotite serpentinisée grise à l'anomalie « C » et au contact tend à suggérer que cette unité soit peut-être continue entre ces points et peut ne former qu'une seule bande de roches ultramafiques.

## 5.5 Conclusion

Le modèle de formation des komatiites de Nisk-1 est une fusion fractionnée d'une plume mantellique, ayant formée des magmas précoces plus siliceux, desquels est issue la péridotite serpentinisée grise, suivis par des magmas plus tardifs, plus magnésiens et moins siliceux formant la péridotite serpentinisée noire. Quand ces magmas ont été contaminés par les roches sédimentaires de la Bande du lac des Montagnes, ils ont parfois atteint la saturation en sulfures pour former des sulfures massifs à leurs bases.

Les komatiites les plus contaminés montrent des enrichissements en terres rares légères et en aluminium (qu'on peut définir par les ratios  $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{TiO}_2$  et  $\text{CaO} : \text{Al}_2\text{O}_3$ ). Par contre, cette contamination n'est pas garante d'une minéralisation. L'indicateur  $\text{Ni} : \text{MgO}$



élevé provient de l'élimination du nickel des silicates et de sa concentration par la suite dans les sulfures. Il peut ainsi servir à déterminer les komatiites qui sont associées à des sulfures massifs de nickel.

Les komatiites dans la Bande du lac des Montagnes sont principalement trouvés près des contacts avec les sous-provinces ignées environnantes, soit le Terrain du lac Champion et l'Opatika. C'est près de ces contacts, qui représentent la base originale des paragneiss de la Bande du lac des Montagnes qui sont maintenant sub-verticaux, que la recherche de gîtes magmatiques devrait se concentrer.

## CONCLUSION

Nous avons étudié le gîte magmatique de nickel-cuivre-cobalt-platinoïdes Nisk-1, anciennement Lac Levac, situé dans la Bande du lac des Montagnes à la Baie James, pour parvenir à une meilleure compréhension de ce gîte et pour ainsi nous donner des outils pour l'exploration minière dans cette région. La problématique majeure de ce gîte est liée à la présence des sulfures entre deux unités de roches ultramafiques. Nous avons donc dû définir les différences entre ces roches ultramafiques, vérifier la composition et les déformations des sulfures, établir un modèle pouvant expliquer la formation de ces lithologies, y compris l'origine des magmas impliqués et la provenance des sulfures. Pour ce faire, nous avons étudié des lames minces à partir d'échantillons provenant des carottes de forage de Golden Goose Resources Inc., pour une étude au microscope à lumière transmise, à lumière réfléchie et au microscope électronique à balayage, pour définir ces roches. Nous avons produit des modèles tridimensionnels pour vérifier la forme actuelle du gîte et la répartition des métaux d'intérêt économiques dans le gîte. Une analyse statistique a permis d'étudier la relation entre ces métaux, alors qu'une analyse de roche totale a permis de définir un modèle pour la formation des roches ultramafiques et des sulfures.

Le modèle que nous préconisons pour les roches ultramafiques est la production de magma par fractionnement d'une plume mantellique. La péridotite serpentinisée grise, composée principalement de trémolite et serpentine, provient d'un magma plus précoce et plus siliceux que la péridotite serpentinisée noire, composée principalement de serpentine. Ces unités, ainsi que celles de l'anomalie « C » et du contact sud se sont formées à la base de la séquence de roches méta-sédimentaires, soit par des coulées extrusives pénécontemporaines à la sédimentation, soit par des intrusions captées à la base des roches sédimentaires, grâce à la diminution de la densité des roches entre la Bande du lac des Montagnes et les roches méta-ignées du Terrain du lac Champion et de l'Opatika.

La présence de roches sédimentaires a permis la contamination des magmas komatiitiques de Nisk-1 et ainsi de saturer la péridotite serpentinisée noire en sulfures. La contamination est mesurable par le fort ratio  $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{TiO}_2$  et le faible ratio  $\text{CaO} : \text{Al}_2\text{O}_3$ , comparativement à une komatiite non-minéralisée, soit l'anomalie « C ». De plus, une diminution marquée du contenu en nickel dans la péridotite serpentinisée noire, indiquée par le fort ratio  $\text{Ni} : \text{MgO}$ , permet de différencier la komatiite contaminée minéralisée d'une komatiite contaminée non-minéralisée.

Le métamorphisme au faciès amphibolite a permis aux sulfures de se remobiliser. Ces sulfures présentent par endroits une texture « durchbewegung », dans laquelle des fragments de minéraux ou roches plus dures sont entraînés par les sulfures plus ductiles. Ceci a permis la conservation de quelques textures primaires, tel des sulfures en filet autour de cumulats d'olivine, qui sont présents dans des fragments à l'intérieur des sulfures massifs. Les sulfures sont tout de même demeurés dans ou près de leur position originale à la base de la péridotite serpentinisée noire.

Les analyses tridimensionnelles n'ont pas révélé de structures majeures pouvant avoir contenu les sulfures et la péridotite serpentinisée noire. Par contre, elles ont permis de déterminer la présence d'une bande de sulfures qui présentent une ségrégation et une concentration plus forte en métaux chalcophiles (cuivre, platine et palladium). Cette bande, avec un pendage à  $70^\circ$  vers le sud-ouest, suivant la zone de sulfures, peut représenter une structure primaire ou de déformation, et pourrait indiquer la projection en profondeur des sulfures. De plus, les sulfures du bloc est présentent une forte ségrégation du cuivre que le bloc ouest ne montre pas. Ceci pourrait indiquer une déformation plus importante vers l'est ou une variation primaire dans le gîte.

Le nickel et le cobalt sont liés dans la pentlandite, malgré la présence de rares cristaux de cobaltite. Le palladium forme des minéraux avec des éléments tels le bismuth, le tellure, le nickel, le fer et/ou l'antimoine et il se forme dans des environnements divers : autour de cristaux de pentlandite ou dans la serpentine. Le cuivre se trouve principalement dans la chalcopyrite, mais également dans la vallériite.

Pour l'exploration, nous recommandons de viser les bordures de la Bande du lac des Montagnes, soit nord ou sud, et de chercher des komatiites enrichies en terres rares légères et en aluminium (mesurable par les ratios  $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{TiO}_2$  et  $\text{CaO} : \text{Al}_2\text{O}_3$ ) et appauvries en nickel, relativement au  $\text{MgO}$ . Rien ne semble empêcher la péridotite serpentinisée grise de former une minéralisation, mais la péridotite serpentinisée noire, plus magnésienne, devrait être plus propice à la minéralisation. Si ces komatiites sont extrusives, la péridotite serpentinisée noire sera au sommet de la péridotite serpentinisée grise, comme à Nisk-1.

Pour le gîte Nisk-1, il est recommandé de tenter de déterminer si les roches ultramafiques de Nisk-1 sont de nature extrusive, par la présence de spinifex. Il faudrait également vérifier si le gabbro au contact avec le Terrain du lac Champion est un basalte komatiitique. Si ces deux points s'avèrent positifs, il est fort probable que le magmatisme komatiitique soit contemporain à l'ouverture, par l'action d'une plume mantellique, d'un bassin qui serait à l'origine de la Bande du lac des Montagnes.

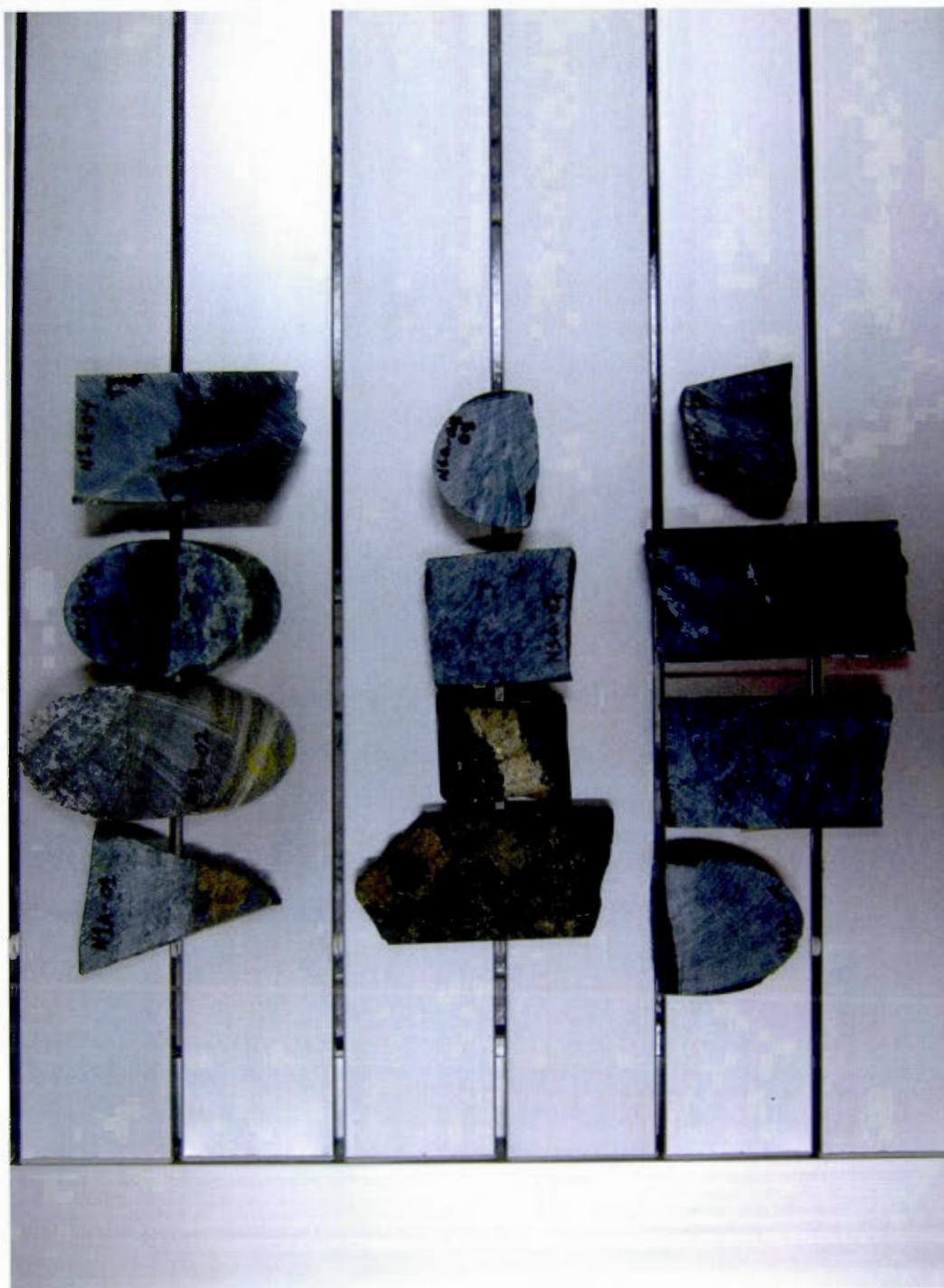




## ANNEXE A

PHOTOS DES ÉCHANTILLONS DE CAROTTES POUR LAMES MINCES





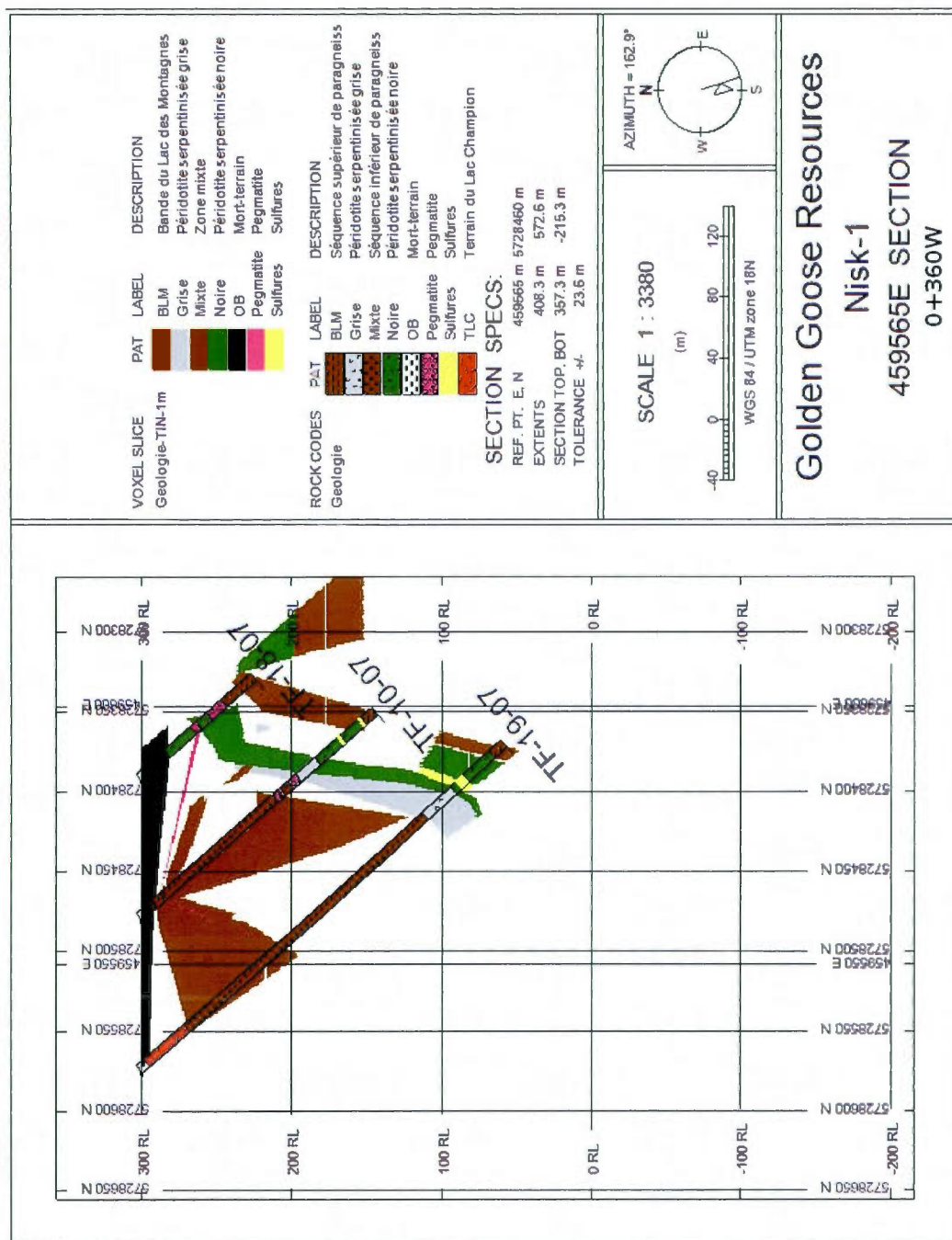


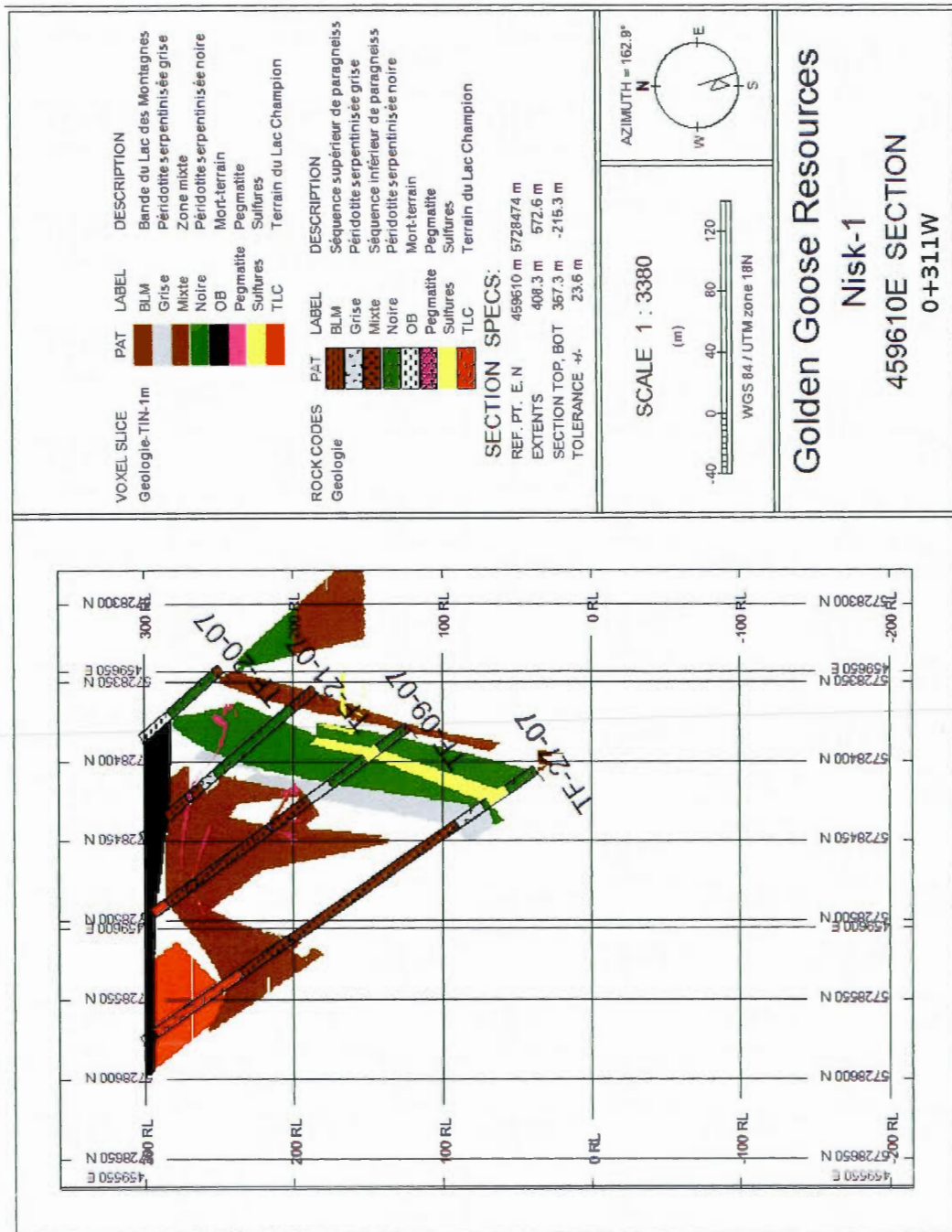
## ANNEXE B

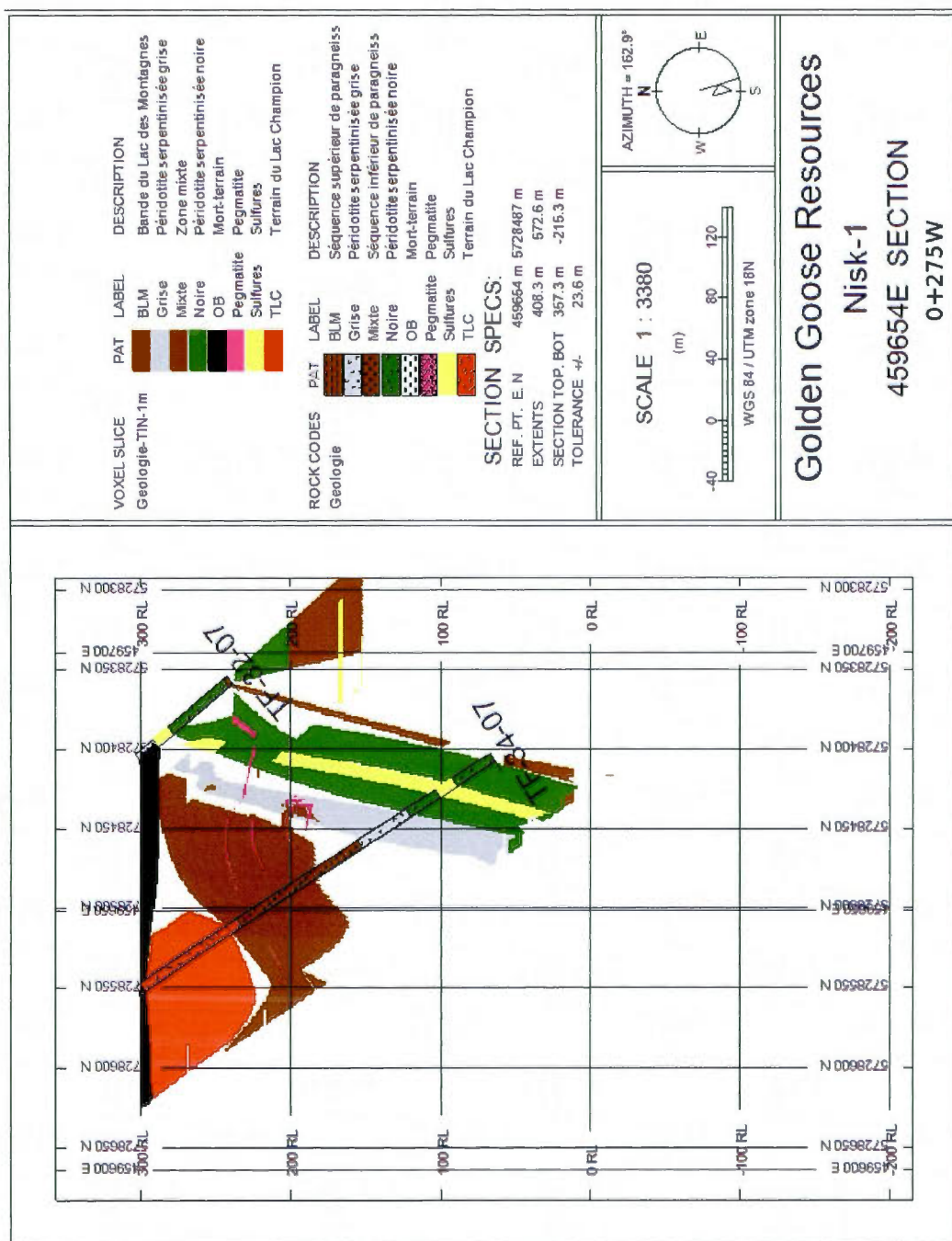
### SECTIONS DE FORAGES

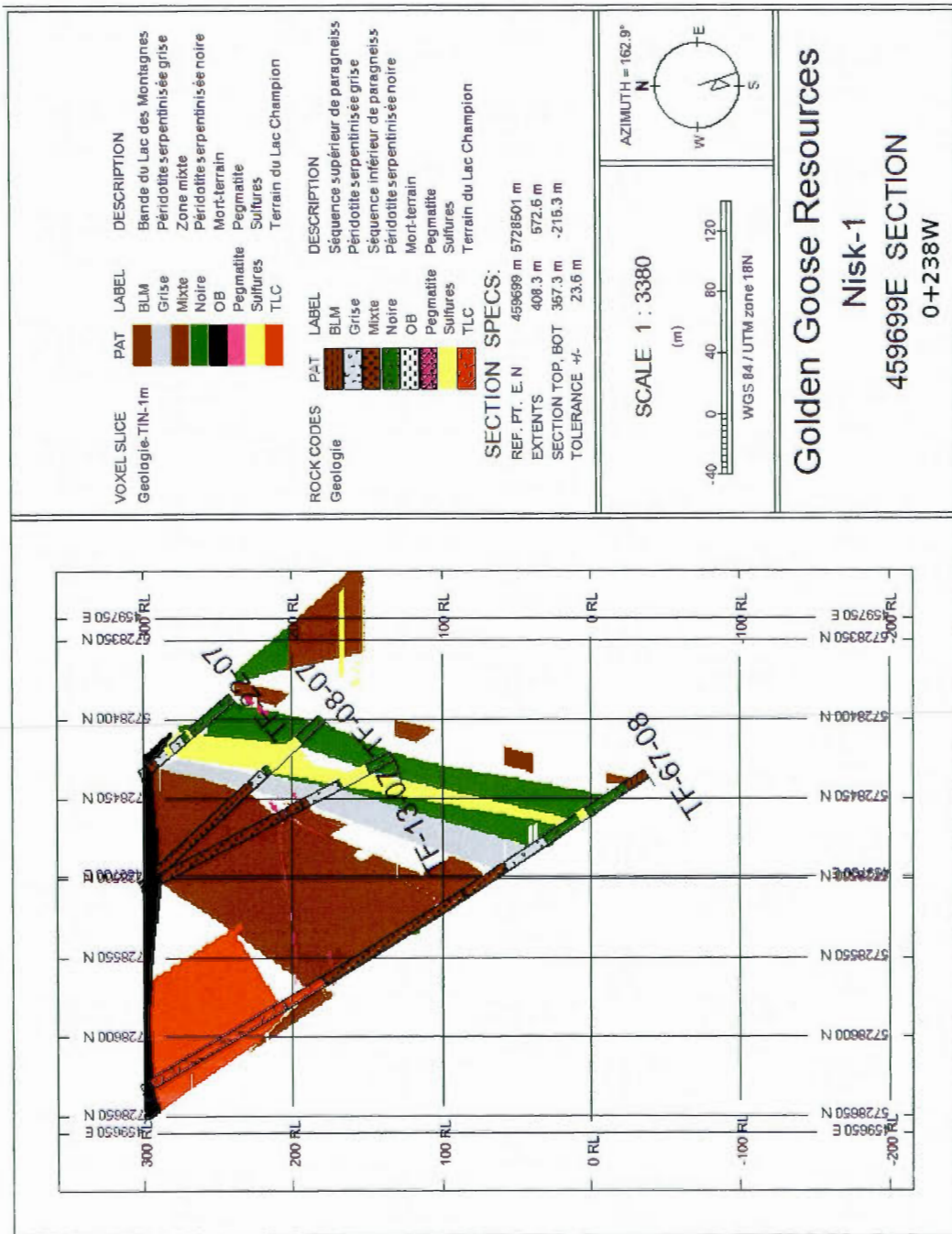




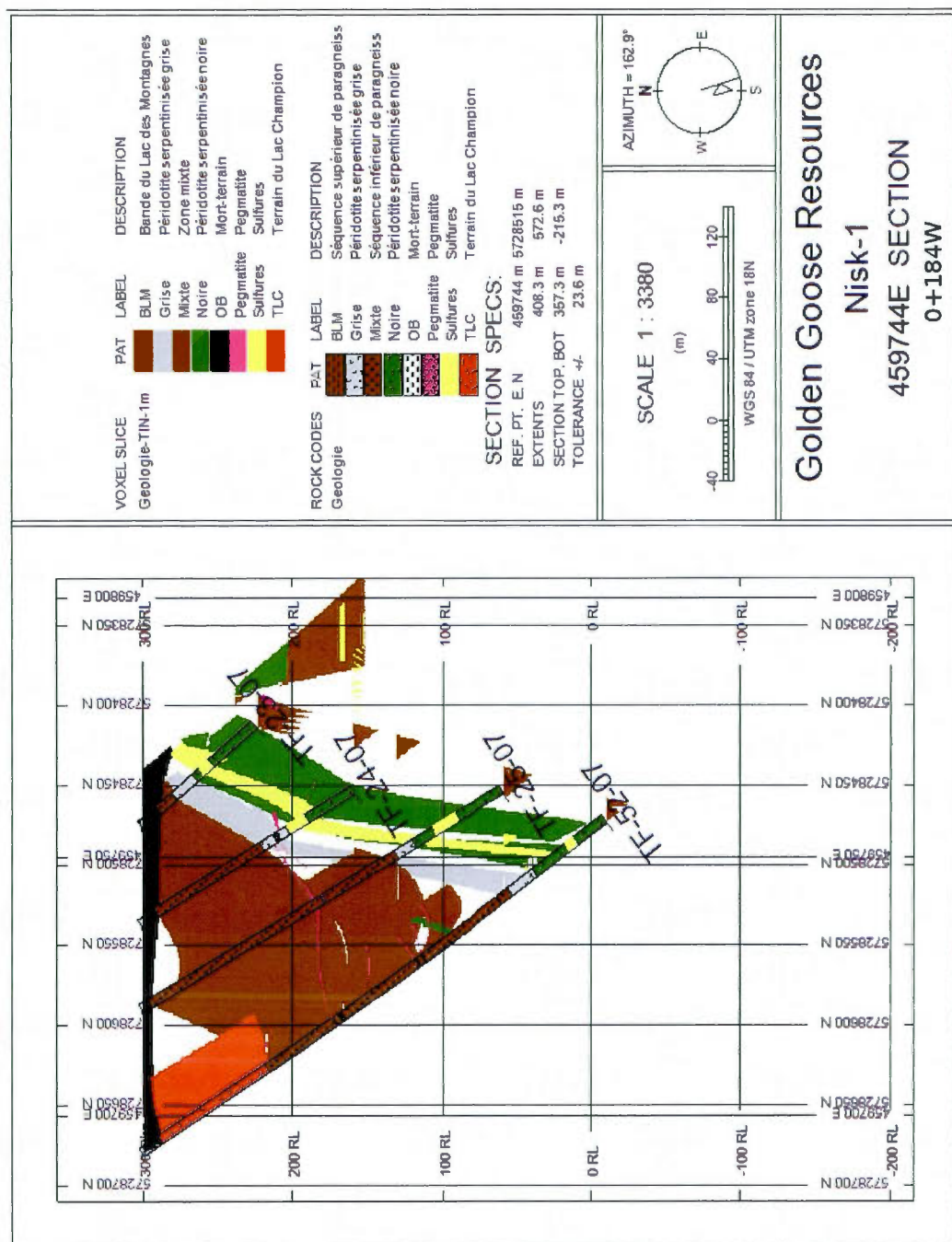


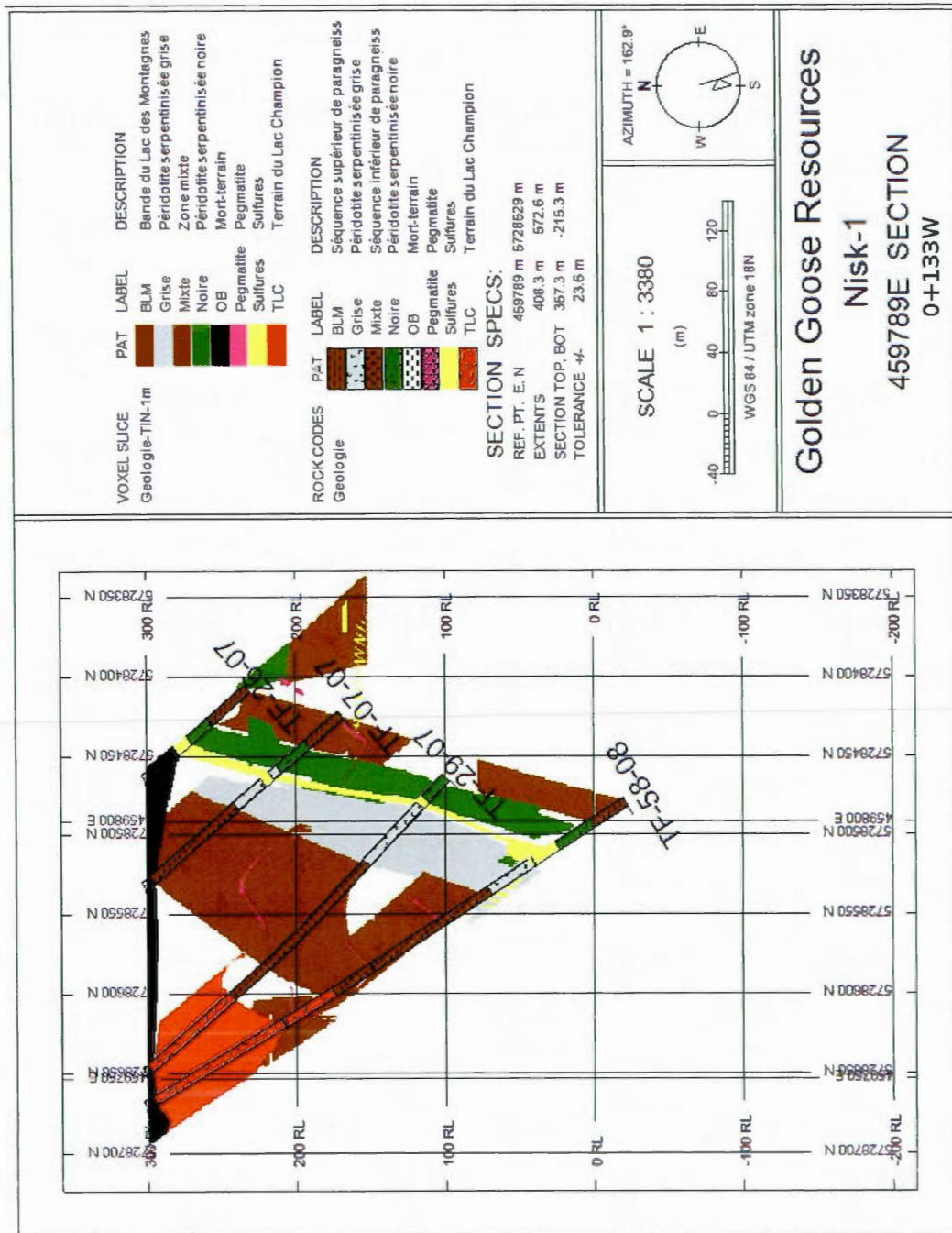


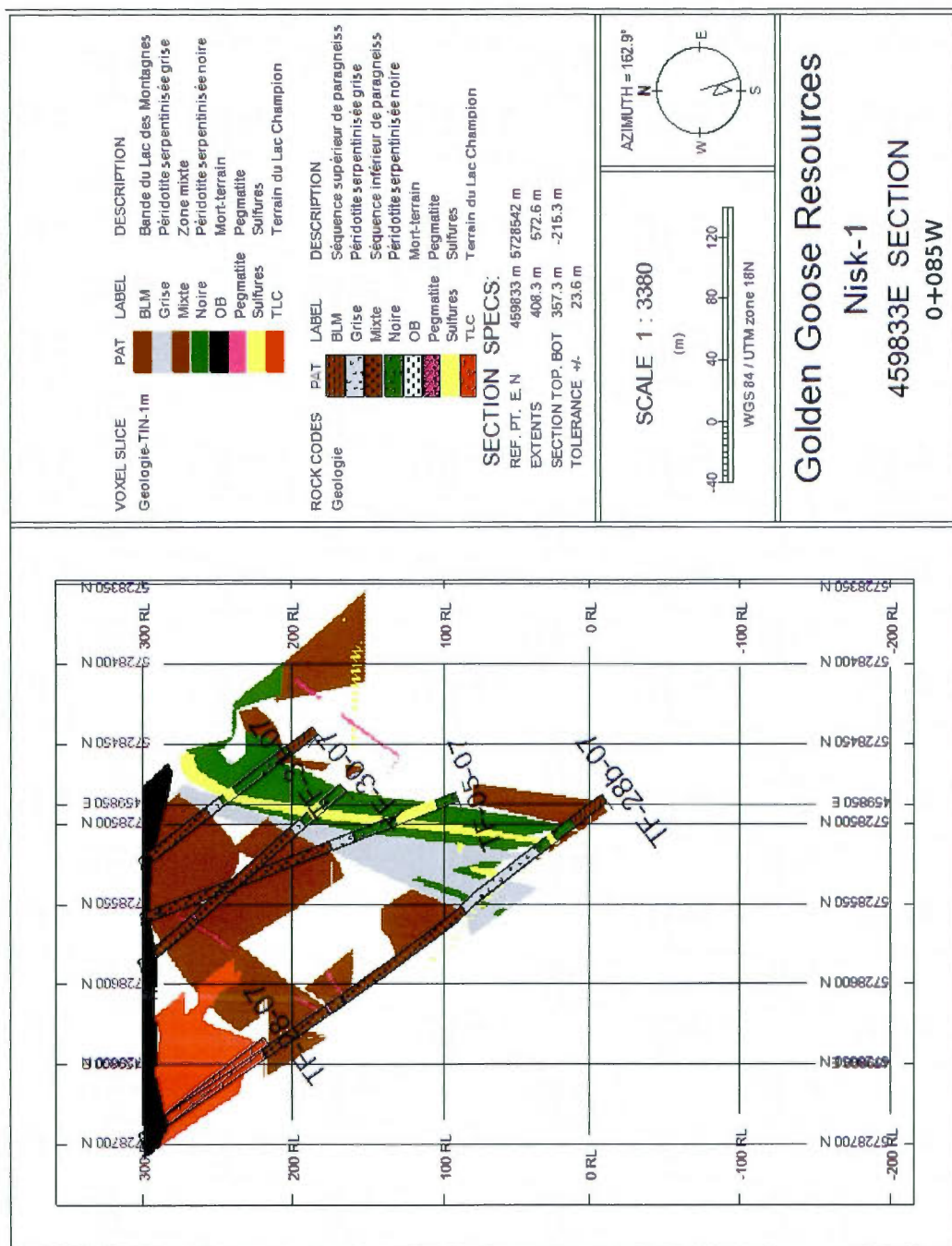


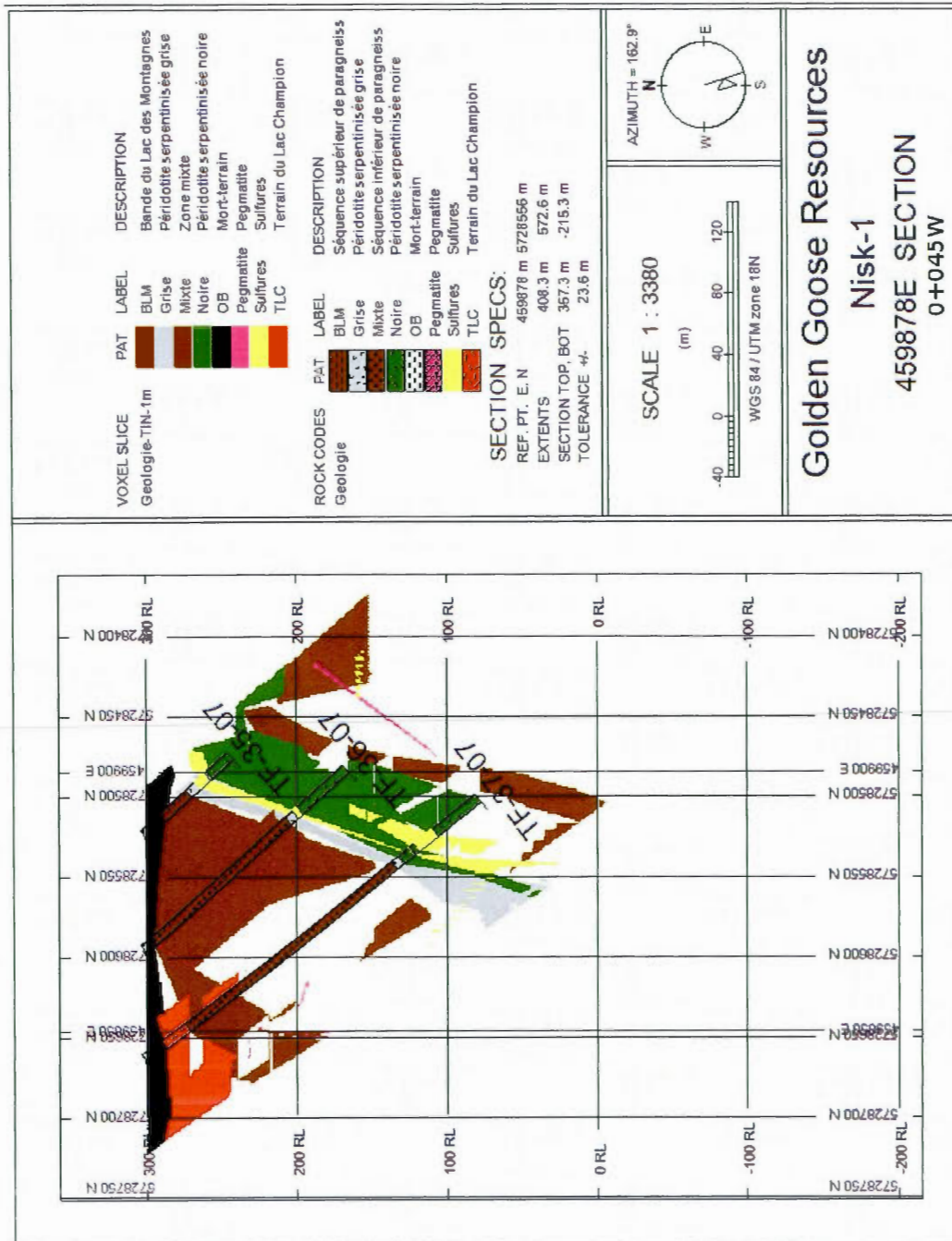




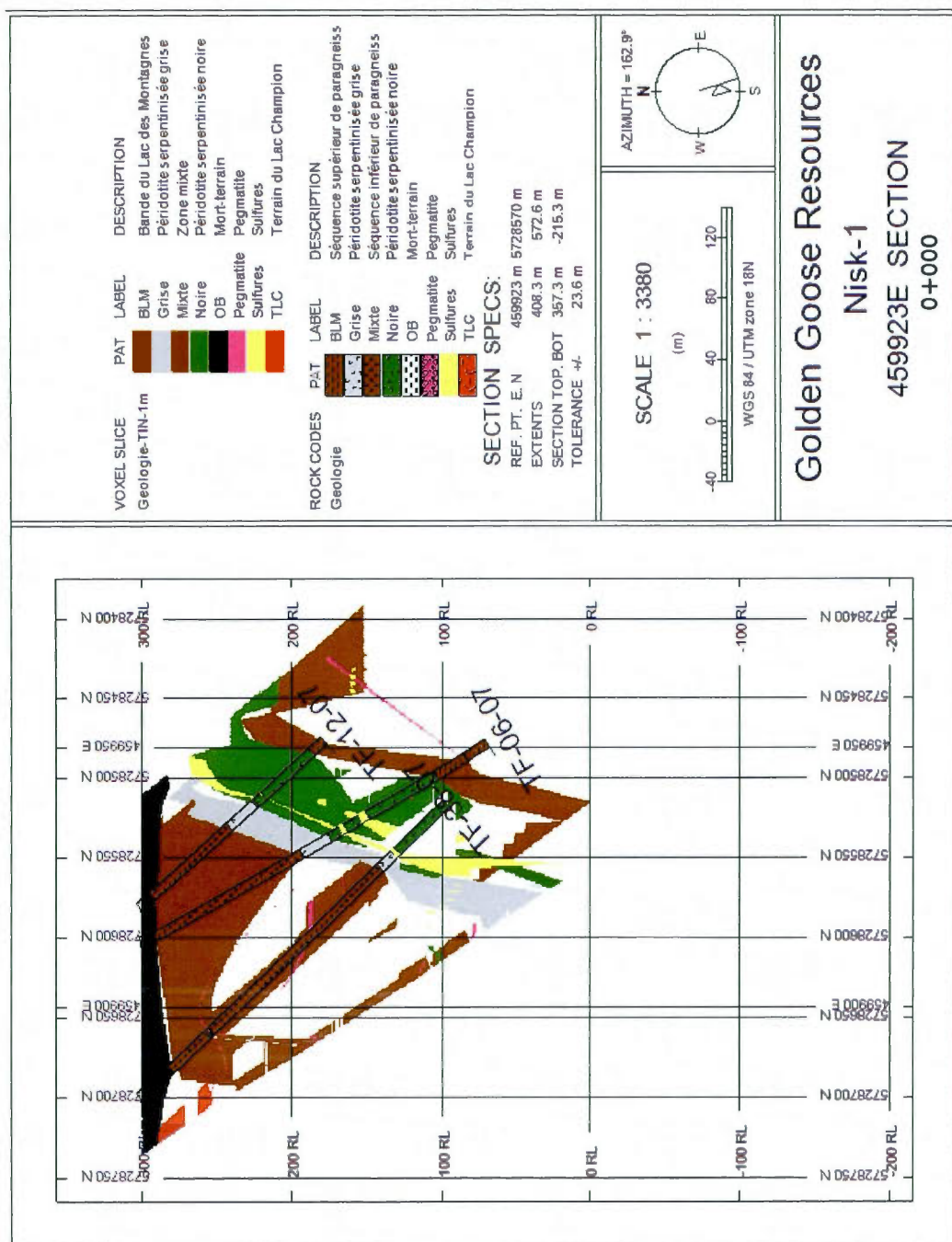




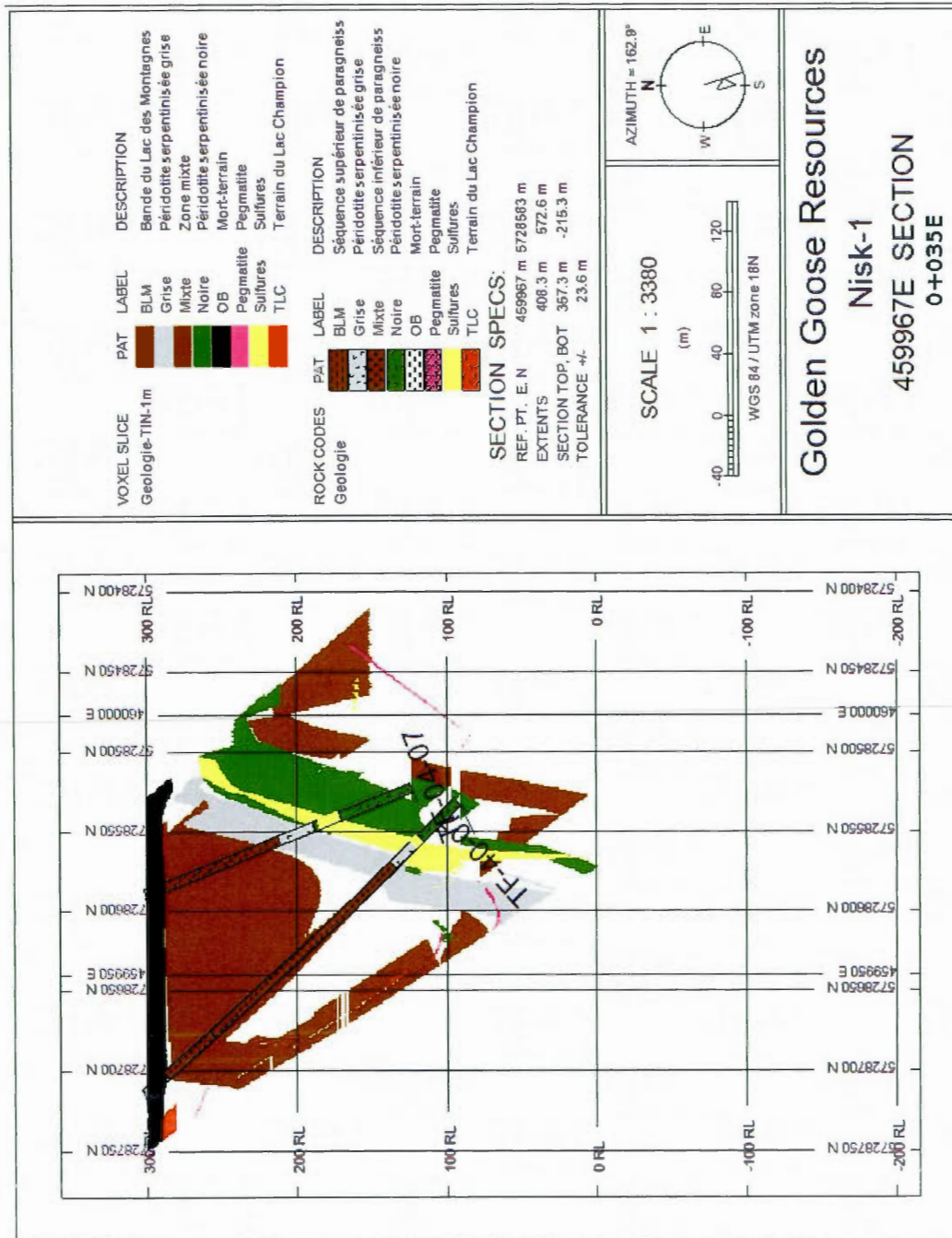


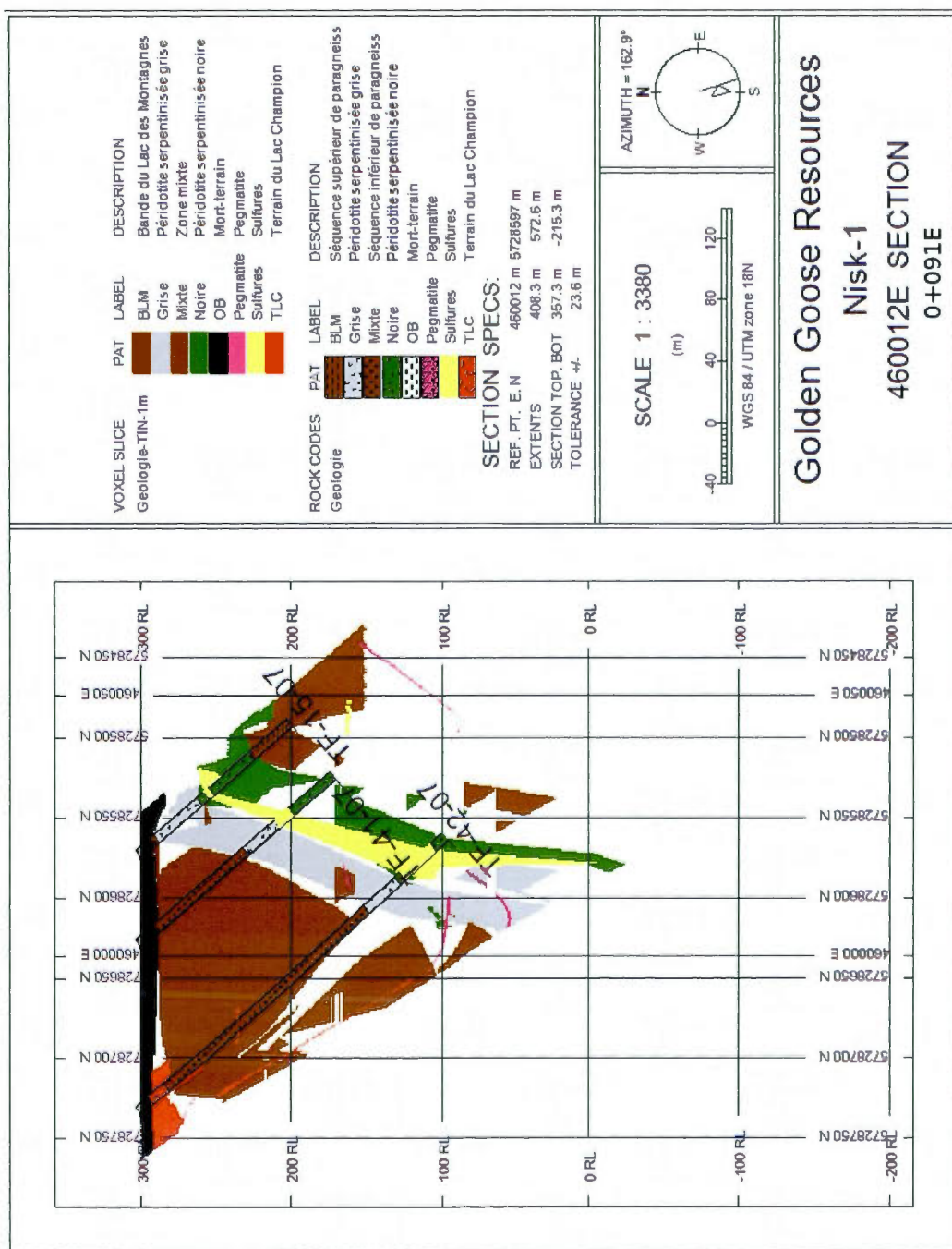


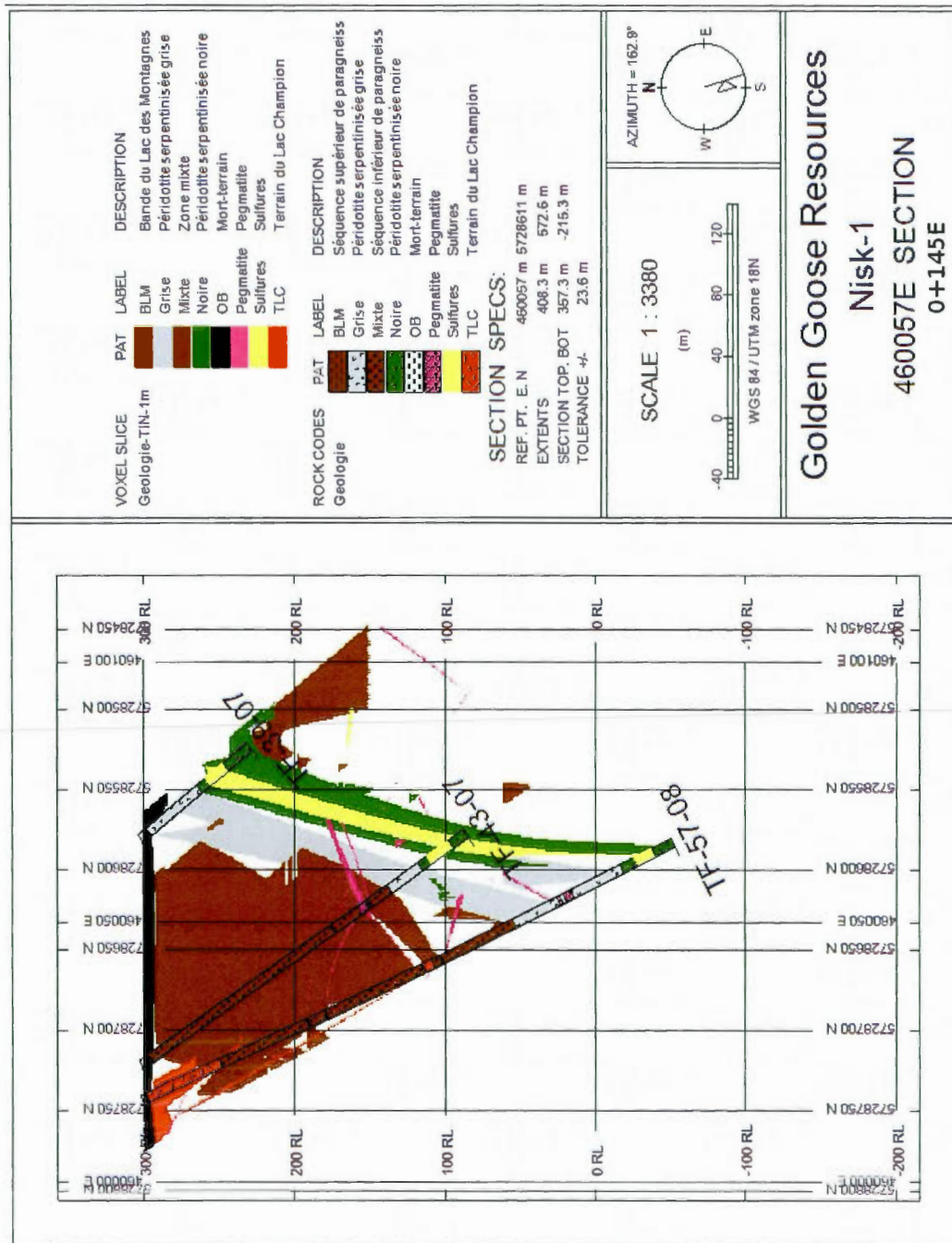


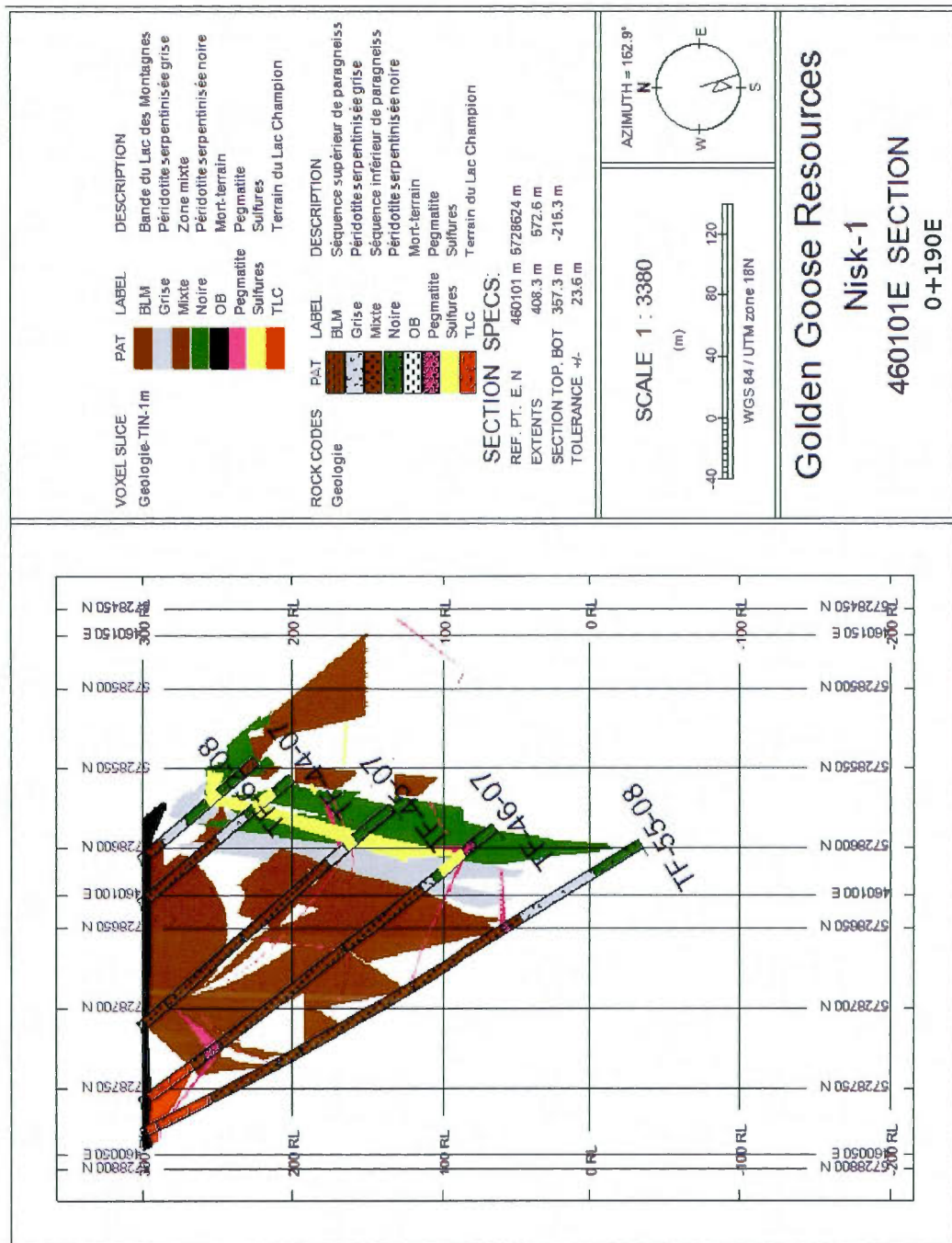




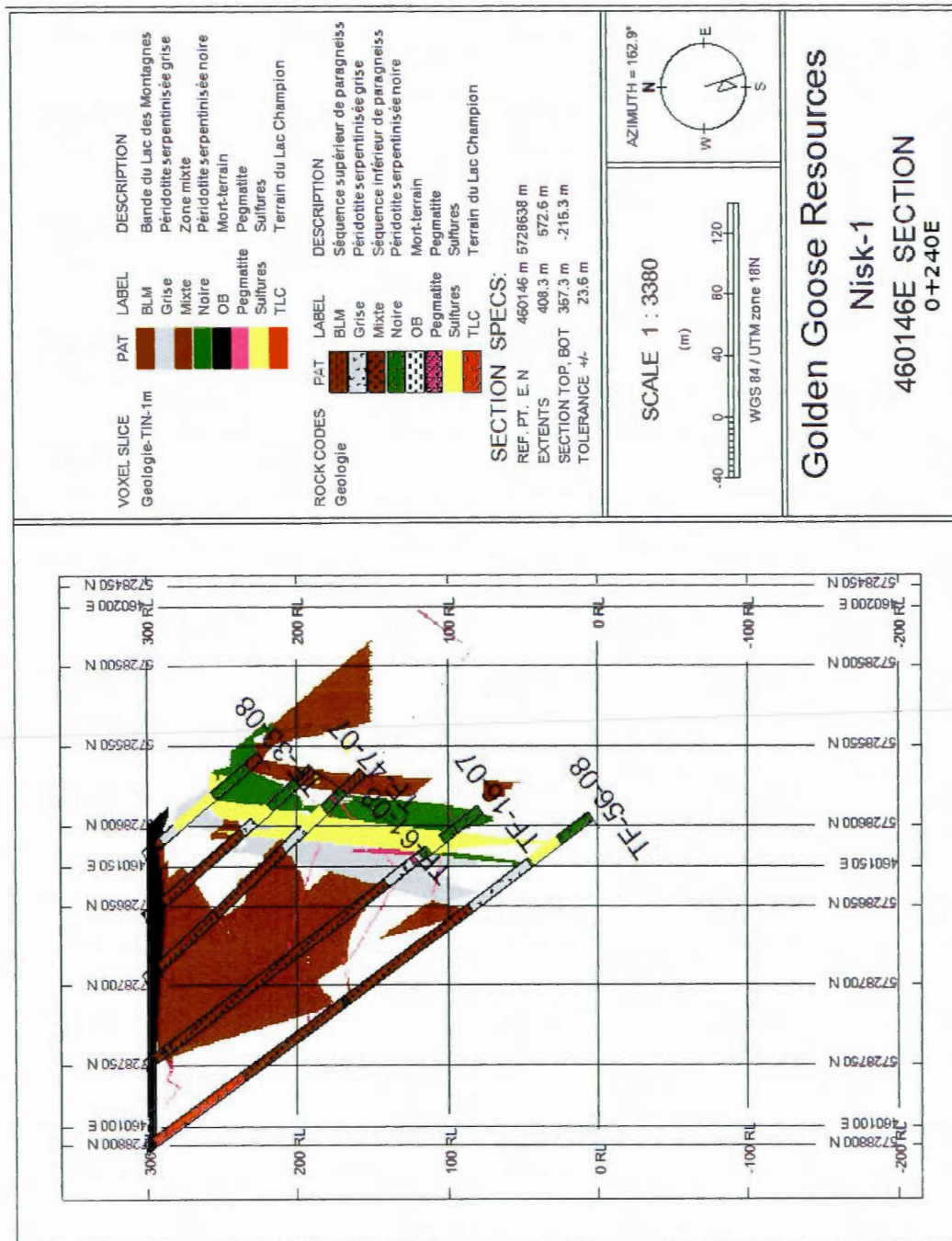




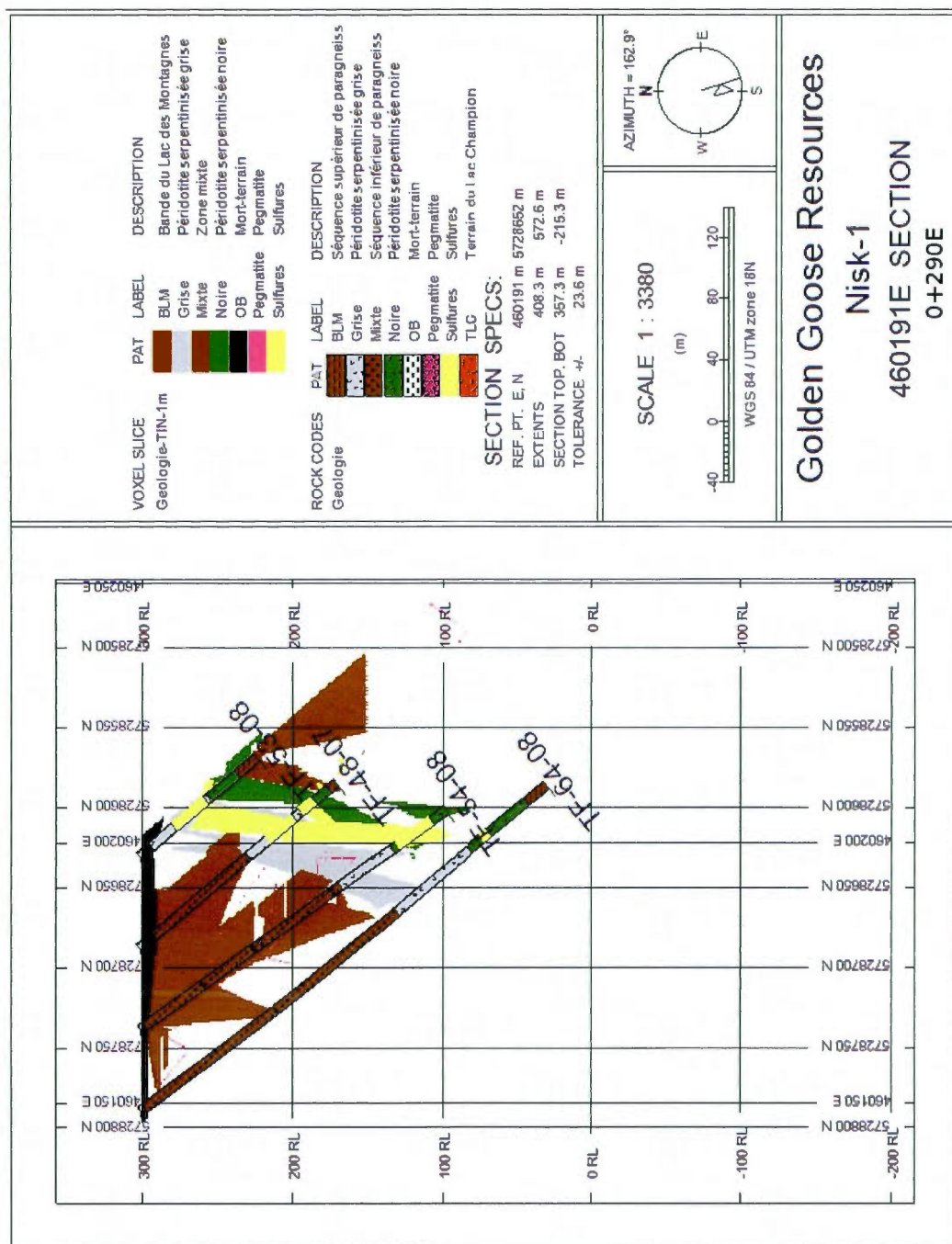


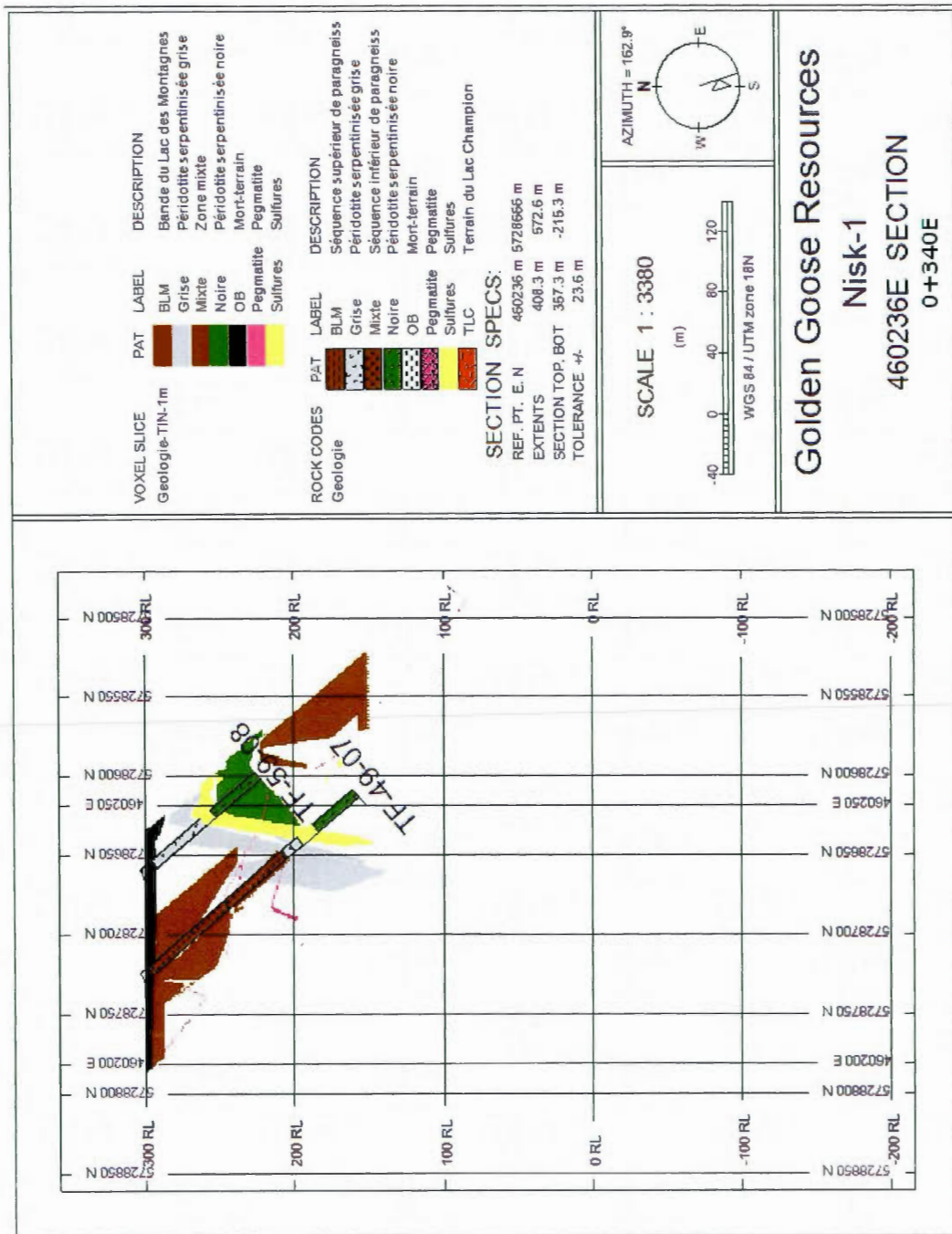


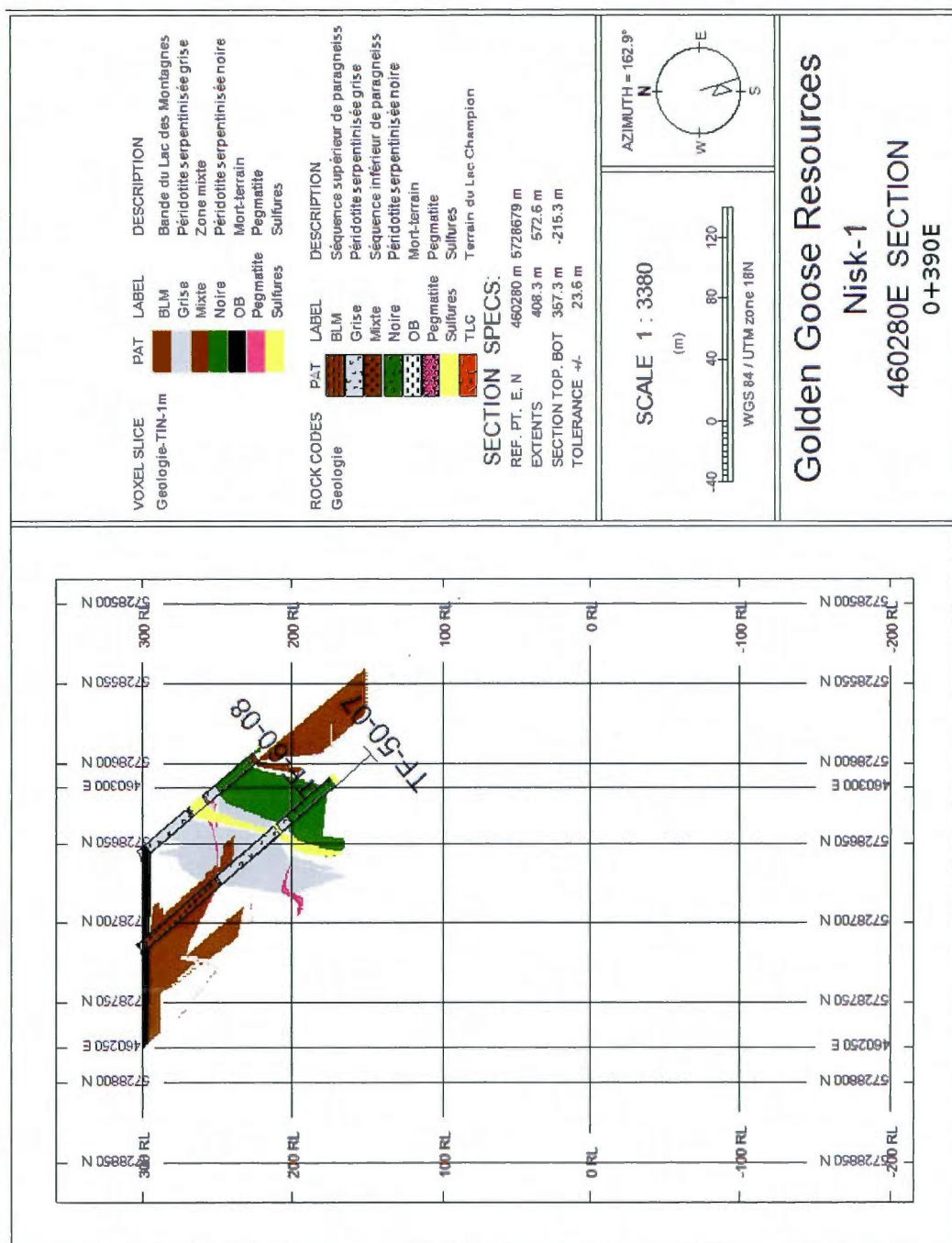


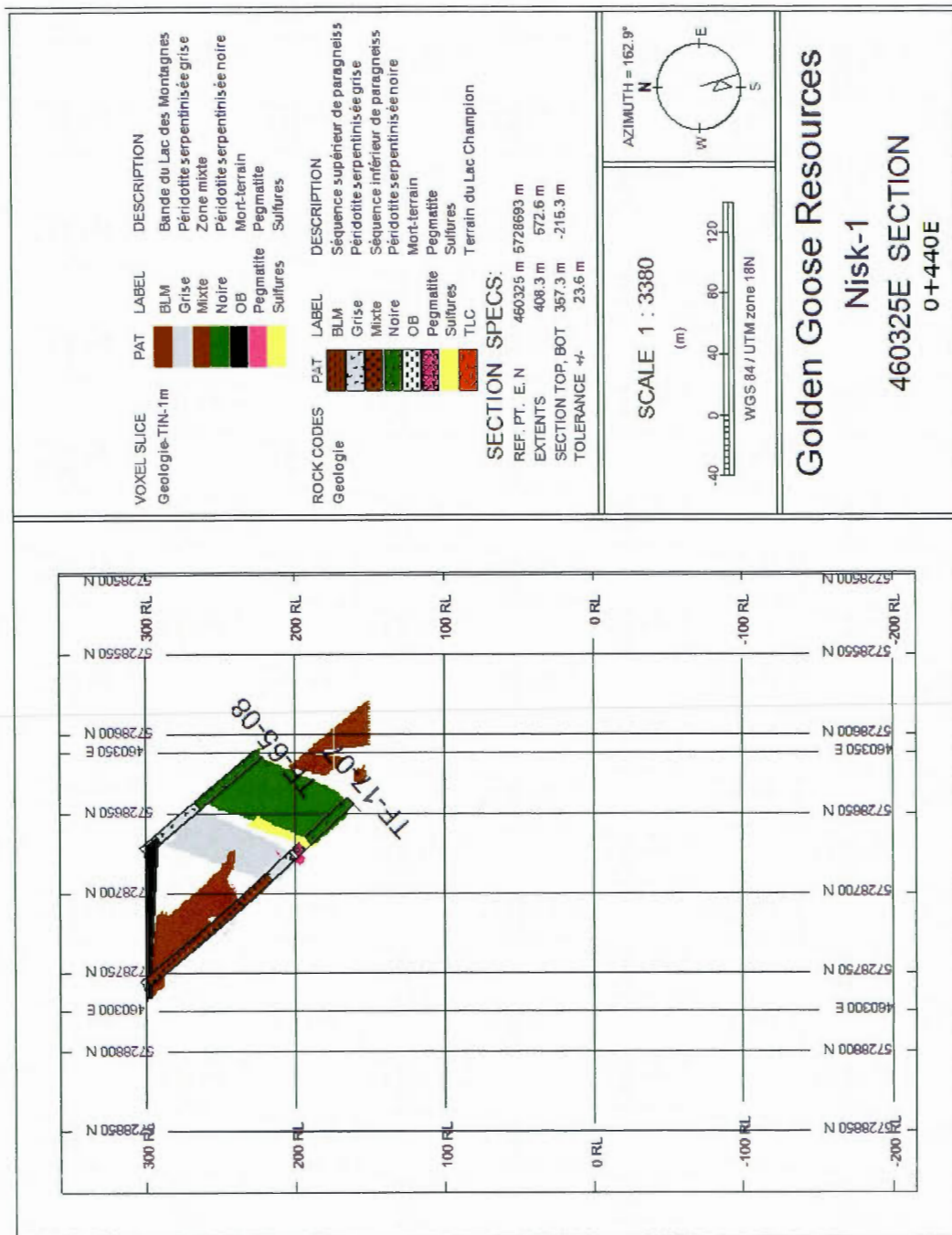




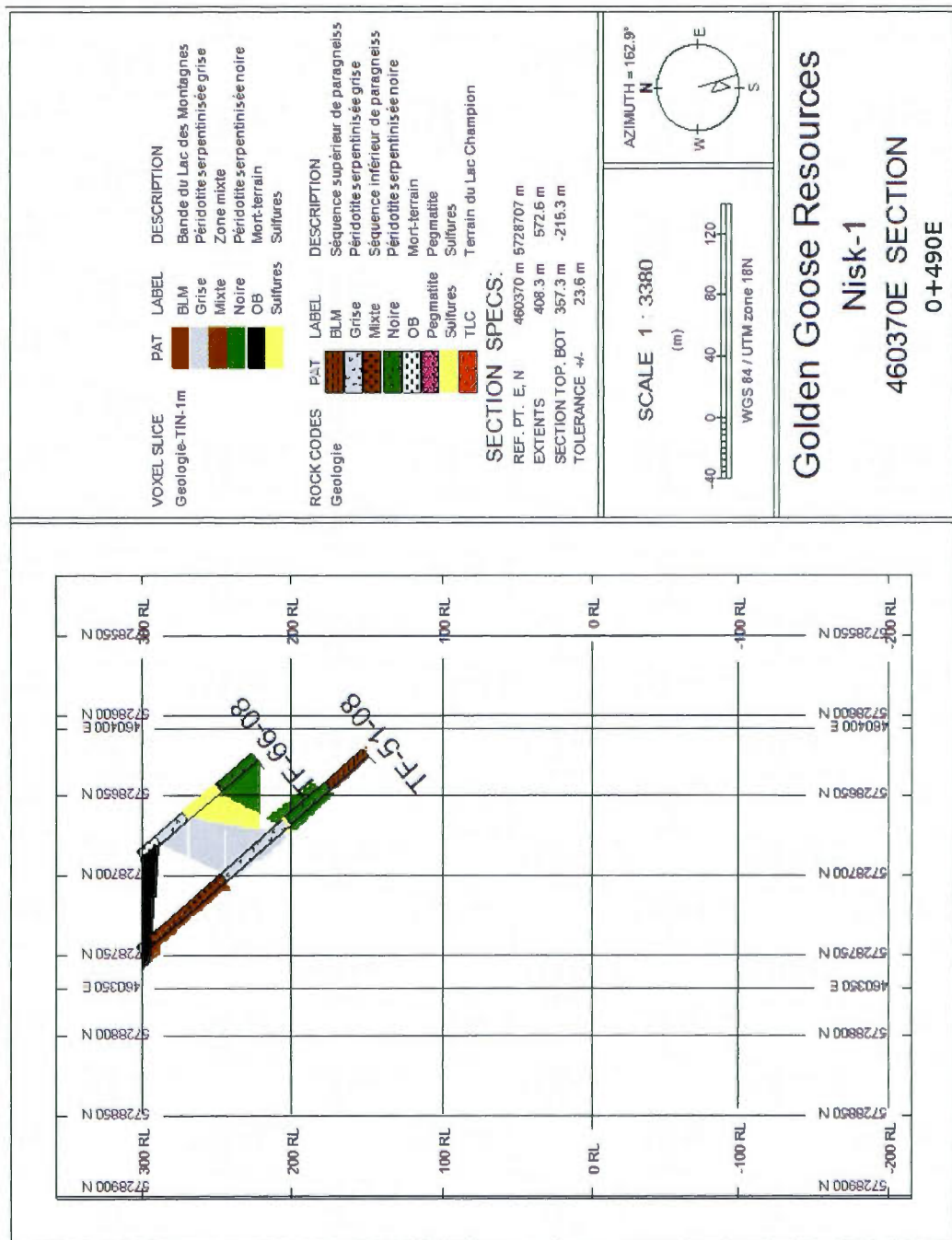
















## GLOSSAIRE

Anthophyllite. Amphibole de fer et magnésium.

Antigorite. Forme de la serpentine la plus stable à haute température.

Arénite. Roche sédimentaire détritique dont les grains sont entre 1/16 et 2mm.

Chalcophile. Se dit d'un élément chimique formant aisément des liens avec le soufre.

Clinoamphibole. Amphibole ayant un système cristallin monoclinique.

Chrysotile. Forme fibreuse de la serpentine, stable à plus basse température.

Dunite. Roche ultramafique composée à plus de 90% d'olivine.

Fayalite. Variété ferrifère de l'olivine.

Foïdite. Roche contenant plus de 60% de feldspathoïdes.

Forstérite. Variété magnésienne de l'olivine.

Fuchsite. Variété de muscovite contenant du chrome, lui donnant une couleur verte.

Granoblastique. Texture métamorphique où les cristaux sont recristallisés à tailles égales et engrenés.

Hypabyssal. Se dit de roches ignées qui se solidifient près de la surface.

Kinkband. Zone de déformation d'un cristal ou d'une couche de cristaux fins.

Orthogneiss. Gneiss dont la roche d'origine est ignée.

Paragneiss. Gneiss dont la roche d'origine est sédimentaire.

Phénocrystal. Cristal dont la taille le rend visible à l'œil nu.

Porphyroblaste. Phénocrystal d'origine métamorphique.

Pseudomorphe. Qui prend la forme d'un autre minéral.

Séricite. Mica très fin qui résulte de l'altération d'autres minéraux. Se forme de muscovite et/ou paragonite.

Voxel. Pixel volumétrique.

Wherlite. Péridotite se composant d'olivine et d'orthopyroxène.

## RÉFÉRENCES

- Arndt, N. T., C. M. Lesher et S. J. Barnes. 2008. *Komatiite*. Cambridge, UK ; New York: Cambridge University Press, xiv, 467 p.
- Barnes, S. J. 2006a. Komatiite-hosted nickel sulfide deposits: Geology, geochemistry, and genesis. *Society of Economic Geologists Special Publication*, vol. 13, p. 51-118.
- Barnes, S. J. 2006b. Komatiites: petrology, volcanology, metamorphism and geochemistry. *Society of Economic Geologists Special Publication*, vol. 13, p. 13-49.
- Barnes, S. J., et R. E. T. Hill. 2000. Metamorphism of komatiite-hosted nickel sulfide deposits. *Metamorphosed and Metamorphogenic Ore Deposits*, vol. 11, p. 203-215.
- Begg, Graham C., Jon A.M. Hronsky, Nicholas T. Arndt, William L. Griffin, Suzanne Y. O'Reilly et Nick Hayward. 2010. Lithospheric, Cratonic, and Geodynamic Setting of Ni-Cu-PGE Sulfide Deposits. *Economic Geology*, vol. 105, no 6, p. 1057-1070. En ligne. <<http://economicgeology.org/cgi/content/abstract/105/6/1057>>.
- Bleeker, Wouter. 2003. The late Archean record: a puzzle in ca. 35 pieces. *Lithos*, vol. 71, no 2-4, p. 99-134. En ligne. <<http://www.sciencedirect.com/science/article/B6V6J-4B4H60V-3/2/a523f11dada62ab8cf57cc88ffbdca4f>>.
- Bucher, Kurt, et Martin Frey. 2002. *Petrogenesis of metamorphic rocks*, 7th completely rev. and updated. Berlin ; New York: Springer, xv, 341 p. En ligne. <<http://www.loc.gov/catdir/enhancements/fy0816/2002070560-d.html>>.
- Craig, James R., et David J. Vaughan. 1981. *Ore microscopy and ore petrography*. New York: Wiley, xii, 406 p.
- Genkin, A. 1971. Some replacement phenomena in copper-nickel sulphide ores. *Mineralium Deposita*, vol. 6, no 4, p. 348-355. En ligne. <<http://www.scopus.com/inward/record.url?eid=2-s2.0-0043215048&partnerID=40&md5=0585a25e34f48398966aa8cf3be624c3>>.

Hocq, Michel. 1994. *Géologie du Québec*. MM 94-01. Québec: Gouvernement du Québec, Ministère des ressources naturelles, 154 p.

La Iglesia Fernandez, et al. 1977. Thermal behavior of valleriite. *American Mineralogist*, vol. 62, no 9-10, p. 1030-1031. En ligne. <<http://ammin.geoscienceworld.org/cgi/content/abstract/62/9-10/1030>>.

Makovicky, E., et B. Hyde. 1981. Non-commensurate (misfit) layer structures. In *Inorganic Chemistry*, p. 101-170: Springer Berlin / Heidelberg. En ligne. <[http://dx.doi.org/10.1007/3-540-10655-3\\_3](http://dx.doi.org/10.1007/3-540-10655-3_3)>.

McDonough, W. F., et S. s Sun. 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, vol. 120, no 3-4, p. 223-253. En ligne. <<http://www.scopus.com/inward/record.url?eid=2-s2.0-0028812936&partnerID=40&md5=24d45caccca0b1cefb1166f7cc262027>>.

MRNF. 2010. Cartes minières. Ministère des ressources naturelles et faune. En ligne. <<http://www.mrnf.gouv.qc.ca/mines/publications/publications-cartes.jsp>>. Consulté le 2010/12/23.

Naldrett, A. J. 2004. *Magmatic sulfide deposits : geology, geochemistry, and exploration*. Berlin ; New York: Springer, xv, 727 p. p. En ligne. <<http://www.loc.gov/catdir/enhancements/fy0818/2004108879-d.html>>  
<<http://www.loc.gov/catdir/enhancements/fy0818/2004108879-t.html>>.

Naldrett, A. J. 2010. Secular Variation of Magmatic Sulfide Deposits and Their Source Magmas. *Economic Geology*, vol. 105, no 3, p. 669-688. En ligne. <<http://economicgeology.org/cgi/content/abstract/105/3/669>>.

Nickel, E. H., et D. R. Hudson. 1976. The replacement of chrome spinel by chromian valleriite in sulphide-bearing ultramafic rocks in Western Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 55, no 3, p. 265-277. En ligne. <<http://www.scopus.com/inward/record.url?eid=2-s2.0-0004663180&partnerID=40&md5=d610a92493d4324b2b48a0f7ba0a4804>>.

Stamatelopoulou-Seymour, K., et D. Francis. 1988. Magmatic interaction between mantle and crust during the evolution of the Archean Lac Guyer greenstone belt, New Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 25, no 5, p. 691-700. En ligne. <<http://www.scopus.com/inward/record.url?eid=2-s2.0-0024219657&partnerID=40&md5=acd06915f643256d3efdaf3ac49ff3c4>>.



- Stamatelopoulou-Seymour, et al. 1983. The petrogenesis of the Lac Guyer komatiites and basalts and the nature of the komatiite-komatiitic basalt compositional gap. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 84, no 1, p. 6-14. En ligne. <<http://www.scopus.com/inward/record.url?eid=2-s2.0-0021031821&partnerID=40&md5=ec49c06366435f4eb65fa4d9b5fb5d4c>>.
- Thalhammer, O., E. F. Stumpfl et A. Panayiotou. 1986. Postmagmatic, hydrothermal origin of sulfide and arsenide mineralizations at Limassol Forest, Cyprus. *Mineralium Deposita*, vol. 21, no 2, p. 95-105. En ligne. <<http://www.scopus.com/inward/record.url?eid=2-s2.0-0022557758&partnerID=40&md5=f12201eac5474f59740546694a92c42a>>.
- Trudel, Pierre (2008). Calcul des ressources du gisement Nisk-1, propriété du Lac Levac, Némiscau, Québec. Rapport technique NI 43-101, RSW Inc.
- Valiquette, Guy. 1975. *Région de la rivière Némiscau = Rivière Némiscau area*. Ministère des richesses naturelles. Direction générale des mines. Rapport géologique, R.G. 158. Québec, 156 p.